

Verbesserung der Simulation
des westafrikanischen Klimas
durch die Implementierung eines einfachen
dynamischen Vegetationsmodells (SVege)
in das Klimamodell ECHAM5

Inaugural-Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Universität zu Köln

vorgelegt von
Tim Brücher
aus Siegen

Köln 2008

Berichtersteller: HD. Dr. A.H. Fink
Prof. Dr. M. Kerschgens

Tag der mündlichen Prüfung: 27.11.2008

Zusammenfassung

Das Klima Westafrikas ist innerhalb der letzten 40 Jahre durch eine markante Trockenzeit von etwa 1970 bis 2000 geprägt worden. Die Ursachen des Wechsels der verfügbaren Niederschlagsmengen sind umstritten und so wird versucht, durch die Berücksichtigung möglichst vieler Komponenten des Erdsystems diese dekadische Variabilität durch Klimamodelle zu fassen. Aus diesem Grund beschäftigt sich die vorliegende Arbeit mit der Implementierung eines einfachen, dynamischen Vegetationsmodells (SVege, engl.: *Simple Vegetation*) in das globale Atmosphärenmodell ECHAM5 mit dem Ziel, das rezente Klima durch die Berücksichtigung der Biosphäre besser zu fassen, da von einer Amplifizierung der Klimavariabilität (insbesondere der dekadischen) durch die Biosphäre ausgegangen wird. Mit dieser optimierten Modellversion werden zusätzlich die Ergebnisse zweier SRES (engl.: *Special Report on Emission Scenarios*) Klimaintegrationen (A1B und B1) mit jeweils 3 Ensemblemitgliedern bis zum Jahr 2100 vorgestellt. Es ist davon auszugehen, dass durch die zukünftige, mögliche Veränderung des Klimas die Vegetation beeinflusst wird, wodurch SVege, das auf solche Veränderungen reagiert, diese wichtige Wechselwirkung erfasst. Nicht zuletzt wird diese Vorgehensweise durch motivierende Ergebnisse mit gleichem Vegetationsmodell und der Vorgängerversion des Atmosphärenmodells ECHAM4 angeregt.

Zur Einschätzung des Effekts durch die Biosphären-Berücksichtigung sind Integrationen zur Wiedergabe des aktuellen Klimas mit beobachteter Meeresoberflächentemperatur erstellt worden, die in Bezug zu Integrationen mit der Standardversion von ECHAM5 gestellt werden. Es ist festzustellen, dass die Verwendung von SVege das beobachtete Klima Westafrikas zufriedenstellend wiedergibt und einen leichten, jedoch nicht signifikanten, Einfluss auf die Wiedergabe der dekadischen Variabilität des Niederschlags ausübt. Signifikante Unterschiede in der Beschreibung des aktuellen Klimas zwischen den beiden oben genannten Simulationstypen treten nicht auf. Somit ist es durch die Verwendung von SVege lediglich gelungen, die standardmäßig, durch Vorgabe eines klimatologischen Mittelwertes, feste Albedo durch einen einfachen, physikalisch basierten Ansatz zu ersetzen, der zu gleichen Simulationsergebnissen führt.

Zusätzlich ist jedoch festzuhalten, dass die beobachtete dekadische Variabilität des Niederschlags in Westafrika mit der hier vorgestellten Modellversion nicht in der beobachteten Stärke wiedergegeben werden kann. Durch die hier vorgestellte Art der Kopplung der At-

mosphäre an die Biosphäre ist ebensowenig eine Verbesserung, wie sie zuvor mit der Vorgängerversion des Atmosphärenmodells (ECHAM4) erreicht werden konnte, zu erkennen. Zwischen den beiden ECHAM-Versionen liegen einige Veränderungen, die das Bodenschema betreffen. Somit ist anzunehmen, dass der simple Ansatz des Vegetationsmodells SVege für die sehr fortschrittliche Version des Klimamodells ECHAM5 zu einfach ist und nur kleine Veränderungen können durch die gekoppelte Version erzielt werden.

Im Rahmen der 240 Jahre umfassenden Klimasimulationen zur Abschätzung des Niederschlagstrends in einem möglichen, zukünftigen Klima (SRES A1B und B1; 1860 bis 2100) kann festgestellt werden, dass in der Kontrollperiode (1960 bis 1999) deutliche Unterschiede zu den Simulationen mit beobachteter Meeresoberflächentemperatur (engl.: *Sea Surface Temperature*, SST) auftreten. Neben Unterschieden zur beobachteten 2 m Temperatur differieren beide Modellversionen in der Wiedergabe des Jahres-, Quartals- und Tagesniederschlags und in der Wiedergabe des tropischen Niederschlagsgürtels. Dieses beruht auf den Unterschieden der zugrundeliegenden ozeanischen Randbedingung: Einerseits durch die Vorgabe der beobachteten SST (AMIP2-Daten) und zum anderen durch die Verwendung der SST aus Simulationen mit dem Ozeanmodell MPI-OM1 *Max-Planck-Institute Ocean Model, Version 1*) für die Klimaintegrationen. Die Differenz zwischen zukünftigem und aktuellem Klima innerhalb dieser Simulationen deutet auf eine Veränderung der täglichen Intensität hin, wobei ein Trend zu mehr starken, täglichen Niederschlagsereignissen erwartet wird. Überlagert wird diese Verschiebung von einem Trend zu mehr Niederschlag in der Küstenregion und weniger im Sahel, wodurch sich im klimatologischen Mittel der Niederschlagsgradient vom Sahel über den Sudan hin zur Südküste Westafrikas weiter verstärkt. Mit einem Anstieg der interannuellen Variabilität in dieser Region wird die Ereignisdichte extrem trockener oder feuchter Sommer (bezogen auf das aktuelle Klima) dichter und somit wird die knappe Ressource Süßwasser weniger planungssicher. Zusammenfassend kann festgehalten werden, dass die Veränderungen auf Basis der SRES-Integrationen im A1B-Szenario stärker als in den B1-Simulationen ausfallen und die Ergebnisse der Klimaprojektionen gleichen den Resultaten der IPCC (engl.: *Intergovernmental Panel on Climate Change*) Simulationen (ECHAM5 ohne Vegetationsmodell).

Abstract

Between 1970 and 2000 the climate of West Africa was affected by a severe drought. The reasons for the sudden change to the dry period are unclear. Therefore, investigations based on climate model simulations are undertaken to capture the observed decadal climate variability by including as many sub systems of the Earth Climate System as possible. Therefore, this work focuses the influence on simulating present day climate by including the biosphere into the general circulation model (GCM) ECHAM5 to capture the recent climate in a better way. It is well-known, that there is an amplification by vegetation on climate variability, in particular the decadal one. The Simple Vegetation (SVege) model is used for these coupled experiments. Furthermore, this optimised version is used to set up climate change simulations in an ensemble mode following the SRES (*Special Report on Emission Scenarios*) greenhouse gas forcings A1B and B1 until the year 2100. It is assumed, that there will be a change within vegetation cover by a climate change, therefore the coupled version will be responsive to the climate impact. At least very promising results by doing this coupling with the former version No. 4 of ECHAM give the motivation for this work.

To estimate the effect of using the vegetation model, simulations for present day climate (1960 to 1999) are investigated by using the biosphere-atmosphere model and the stand-alone version of the GCM both driven by an observed sea surface temperature (SST) data set (AMIP2). Both versions capture the observed climate of West Africa well and a small, insignificant shift to a better reproduction of the decadal variability in rainfall is noticed by including the vegetation model. There are no significant differences in simulating present day climate compared to the standard version. So, the coupled version using a dynamical vegetation model calculating time-dependent values for some surface parameters (e.g. albedo) gets the same results as using climatological mean numbers.

It will be shown, that the coupled biosphere-atmosphere version captures the decadal variability better, but even the models are able to simulate the climatological mean state quite well, it has to be summarised, that both model versions fail to simulate the strength of the observed decadal variability of precipitation amounts in West Africa. Compared to similar studies using the previous version of the GCM (ECHAM4), the effect of the imbedded biosphere is low. Due to some changes in the surface parametrizations and

formulating the surface scheme in a more sophisticated way, it can be assumed, that the used vegetation formulation is too simple for the new complex version of the GCM.

The analysis of the 240 years (1860 to 2099) climate change simulations concentrates on possible shifts in precipitation intensities within a warmer world (SRES A1B and B1). Investigations on the yearly, quarterly, and daily precipitation sums and the analysis of the simulated tropical rain belt as well as the 2 m temperature are done. For the control climate (1960 to 1999) it is shown, that significant differences between the simulations based on observed and modelled SSTs exist. These differences are due to the two unequal SST data sets for the period 1960 to 1999 for computing (i) present day climate using observed values (AMIP2) and (ii) doing climate change experiments based on simulated (OM1, *Ocean Model*) SST patterns. The trends indicate, that there is a possible shift of daily intensities to higher values. This shift is superimposed by increasing rainfall sums in summertime (June to August) at the Guinea Coast and less precipitation in the Sahel leading to a more prominent dipole between the wet Coast and dryer interior. With an increasing number of extreme precipitation events with respect to monthly rainfall sums (dry months in the Sahel and wet in the coastal region), the internal variability will increase and the scarce fresh water resources will become more precarious in a warmer climate. The changes due to the SRES scenarios are more pronounced in the stronger A1B scenario than in B1. In summary, the climate change results are similar to the ECHAM5-investigations pointed out by the fourth assessment report of the IPCC (*Intergovernmental Panel on Climate Change*) without using a vegetation model.

Inhaltsverzeichnis

Abbildungsverzeichnis	xiv
Tabellenverzeichnis	xv
Abkürzungsverzeichnis	xix
1 Motivation	1
2 Forschungsstand und Ziel der Arbeit	3
2.1 Die SRES-Klimaszenarien	3
2.2 Beeinflussung der Niederschlagscharakteristik in Westafrika	6
2.2.1 Einfluss der SST	8
2.2.2 Einfluss der Vegetation und der Aerosole	15
2.2.3 Globaler Klimawandel	19
2.2.4 Lokaler Klimawandel	22
2.3 IMPETUS	25
2.4 Ziel der Arbeit	26
3 Das Klimamodell ECHAM5	29

4	Das Simple Vegetationsmodell SVege	33
5	Daten	37
5.1	Datensätze aus Beobachtungen	37
5.1.1	Reanalysedaten des ECMWFs	37
5.1.2	VASClmO	39
5.2	Antriebsdaten des AGCM ECHAM5	39
5.2.1	Globale Meeresoberflächendaten - AMIP II	40
5.2.2	Globale Meeresoberflächendaten - MPI-OM1	41
5.2.3	Globale Aerosolverteilung	41
5.2.4	Globale Sulfatverteilung	42
5.2.5	Globale Ozonverteilung	42
5.3	Simulationsdaten im Rahmen von IMPETUS	43
5.4	Vergleichsdaten bestehender Simulationen	43
6	Vorgehensweise zur Beurteilung der Modellergebnisse	45
7	Das derzeitige Klima	47
7.1	Niederschlag	47
7.1.1	Jahresniederschlag 1960-1999	48
7.1.2	Der Jahresgang	54
7.1.3	Dekadische Variabilität 1960 - 1999	55
7.1.4	Räumliche und zeitliche Variabilität 1960 - 1999	57
7.2	Einfluss der SST auf die Niederschlagsvariabilität	66
7.3	Komposit-Studie extrem trockener und feuchter Jahre	67

Inhaltsverzeichnis	vii
7.3.1 Niederschlagsverteilung	69
7.3.2 Meeresoberflächentemperatur	73
7.3.3 Strahlung, Temperatur und Wolkenbedeckung	76
7.4 Resümee	80
8 Klimaintegrationen mit ECHAM5	83
8.1 Die Kontrollperiode	84
8.2 Die Klimaprojektionen	89
8.3 Resümee	101
9 Zusammenfassung, Diskussion und Ausblick	103
9.1 Zusammenfassung	103
9.1.1 Untersuchungsgegenstand	103
9.1.2 Ergebnisse der AMIP2 Simulationen	104
9.1.3 Der Einfluss des Vegetationsmodells	105
9.1.4 Ergebnisse der Klimaszenarien	105
9.2 Diskussion	107
9.3 Ausblick	110
Anhang	113
Literaturverzeichnis	151
Erklärung	166

Abbildungsverzeichnis

2.1	SRES Klimaszenarien	4
2.2	Verlauf der CO ₂ Konzentration in den SRES-Szenarien A1B, A2 und B2.	5
2.3	Niederschlagsentwicklung der Jahre 1920 bis 2007	7
2.4	Wechselwirkungen innerhalb eines ESM	18
2.5	Projektionen der mittleren Temperatur für ein zukünftiges Klima nach IPCC-4AR	19
2.6	Auswirkungen des Temperaturanstiegs auf das Erdsystem	20
2.7	Projektionen der mittleren Temperatur und deren Eintrittswahrscheinlichkeit für ein zukünftiges Klima nach IPCC-4AR	21
2.8	Unterschiede in der Änderung des Strahlungsantriebs durch Wolken (IPCC-4AR)	22
2.9	Strahlungsantrieb aufgeschlüsselt auf die einzelnen Komponenten des Klimasystems und deren wissenschaftliches Verständnis	23
2.10	Klimaprojektionen für Afrika des IPCC-4AR	24
2.11	Modellkette zum statistisch-dynamischen Downscaling in IMPETUS	26
2.12	SVege in ECHAM4	27
4.1	Einsatzgebiet von SVege	34
4.2	Albedo in ECHAM5 mit und ohne SVege	35

7.1	Klimatologische Niederschlagsverteilung 1960-1999	49
7.2	Vergleich der klimatologischen Niederschlagsverteilung 1960-1999 beider AMIP2 Simulationen	50
7.3	Klimatologische Niederschlagsverteilung für die Monsunmonate Juni bis August	52
7.4	Vergleich der klimatologischen Niederschlagsverteilung 1960-1999 beider AMIP2 Simulationen für die Monsunmonate Juni bis August	52
7.5	Vergleich der globalen, klimatologischen Niederschlagsverteilung 1960-1999 beider AMIP2 Simulationen	53
7.6	Klimatologischer Jahresgang des Monatsniederschlags für drei Regionen Westafrikas	55
7.7	Dekadische Niederschlagsvariabilität 1960 - 1999 (Landsea-Index)	56
7.8	1. bis 3. EOF, VASClmO 1960-1999	58
7.9	1. bis 3. EOF, AMIP2 1960-1999	59
7.10	Räumliche Korrelation des JJA Niederschlags	61
7.11	Klimatologischer Jahresgang des tropischen Niederschlagsgürtels	62
7.12	Verteilung täglicher Niederschlagsintensitäten für die Sahel- und Guinea Küsten-Region	64
7.13	Klimatologische Lage und Stärke des zonalen Windes, JJA	65
7.14	Definition der Klimaregionen Zentral Sahel und Guinea Küste	66
7.15	Korrelation zwischen SST und Niederschlagsregionen Zentral Sahel bzw. Guinea Küste	68
7.16	Niederschlagsverteilung als Differenz des Komposit-Mittels und der Klimatologie (1960-1999)	70
7.17	Niederschlagsverteilung als Differenz des Komposit-Mittels und der Klimatologie (1960-1999)	72
7.18	Verteilung täglicher Niederschlagsintensitäten für die Sahel- und Guinea Küsten-Region in feuchten und trockenen Jahren	73

7.19	Komposit der signifikanten Abweichungen der SST aus extrem trockenen oder feuchten Sommern	74
7.20	Komposit der signifikanten Abweichungen der SST aus extrem trockenen oder feuchten Sommern, AMIP2 SVege	75
7.21	Komposit des Jahresgangs des latenten und sensiblen Wärmeflusses sowie das Bowenverhältnis in trockenen bzw. feuchten Jahren (AMIP2)	77
7.22	Komposit des Jahresgangs min. und max. Temperaturen in trockenen bzw. feuchten Jahren (AMIP2)	79
7.23	Komposit des Jahresgangs des Bedeckungsgrads in trockenen bzw. feuchten Jahren (AMIP2)	80
8.1	Klimatologisches Mittel der vorgeschriebenen SST der 20C-Simulationen	85
8.2	Validierung der Niederschlagsverteilung in West Afrika für die Kontrollperiode (1960-1999)	86
8.3	Validierung des klimatologischen Jahresgangs des tropischen Niederschlagsgürtels in der Kontrollperiode	87
8.4	Vergleich der Verteilungen täglicher Niederschlagsintensitäten für die Sahel- und Guinea Küsten-Region zwischen AMIP2 und 20C	88
8.5	Projektionen zukünftiger Meeresoberflächentemperaturen (A1B und B1)	90
8.6	Projektionen zukünftiger Niederschlagsverteilungen (A1B und B1)	91
8.7	Klimaänderungssignal im Jahresgang des tropischen Niederschlagsgürtels	92
8.8	Klimasignal in der Verteilung täglicher Niederschlagsintensitäten für die Sahel- und Guinea Küsten-Region (A1B)	93
8.9	Klimasignal in der Verteilung täglicher Niederschlagsintensitäten für die Sahel- und Guinea Küsten-Region (A1B)	94
8.10	Zeitliche Entwicklung der Niederschlagssumme in Westafrika wiedergegeben in den SRES Integrationen A1B und B1	95
8.11	Zeitliche Entwicklung der 2 m Temperatur in Westafrika wiedergegeben in den SRES Integrationen A1B und B1	96

8.12	Mittlere Verteilung 2 m Temperatur global und über Afrika in der SRES Integration A1B	97
8.13	Differenz zweier unterschiedlicher Ensemblemittel der projizierten A1B-SST	99
8.14	Niederschlagsveränderung aus den A1B-Realisierungen 1 und 3	99
8.15	Trend (A1B und B1) extrem trockener und feuchter Sommermonate für die Untersuchungsregionen	100
8.16	Differenz des Klimaänderungssignals im Jahresgang des tropischen Niederschlagsgürtels aus den A1B-Realisierungen	101
1	Niederschlagssummen Dezember bis Februar für das aktuelle Klima	114
2	Niederschlagssummen März bis Mai für das aktuelle Klima	115
3	Niederschlagssummen Juni bis August für das aktuelle Klima	116
4	Niederschlagssummen September bis November für das aktuelle Klima	117
5	Effekt der Beschränkung von SVege auf Gitterboxen mit mehr als 15% Pflanzenbedeckungsgrad	119
6	Niederschlagssummen Dezember bis Februar innerhalb der Klimaintegrationen für aktuelles und zukünftiges Klima	120
7	Niederschlagssummen März bis Mai innerhalb der Klimaintegrationen für aktuelles und zukünftiges Klima	121
8	Niederschlagssummen Juni bis August innerhalb der Klimaintegrationen für aktuelles und zukünftiges Klima	122
9	Niederschlagssummen September bis November innerhalb der Klimaintegrationen für aktuelles und zukünftiges Klima	123
10	Dreimonatige Niederschlagssummen der Klimaintegrationen für das aktuelle Klima, 20C	124
11	Dreimonatige Niederschlagssummen der Klimaintegrationen für das aktuelle Klima	125
12	Dreimonatige Niederschlagssummen der Klimaintegrationen für das zukünftige Klima	126

13	Dreimonatige Niederschlagssummen der Klimaintegrationen für das zukünftige Klima	127
14	Dreimonatige Niederschlagssummen der Klimaintegrationen für das zukünftige Klima	128
15	Dreimonatige Niederschlagssummen der Klimaintegrationen für das zukünftige Klima	129
16	Mittlere Verteilung 2 m Temperatur global und über Afrika in der SRES Integration A1B	130
17	Globale 2 m - Temperaturverteilung für das aktuelle und projizierte Klima	131
18	Globale 2 m - Temperaturverteilung (JJA) für das aktuelle und projizierte Klima	132
19	Globale 2 m - Temperaturverteilung (DJF) für das aktuelle und projizierte Klima	133
20	Klimasignal des JJA Niederschlags der einzelnen IPCC-4AR Klimaintegrationen	135
21	MMD-Klimasignal des Niederschlags berechnet aus den einzelnen IPCC-4AR Klimaintegrationen	136
22	Vergleich der globalen, klimatologischen Niederschlagsverteilung 1960-1999 beider AMIP2 Simulationen für die Monate Juni bis August	137
23	Vergleich der globalen, klimatologischen Niederschlagsverteilung 1960-1999 beider AMIP2 Simulationen für die Monate Dezember bis Januar	138
24	Beobachtete SST entnommen aus dem Datensatz AMIP2	139
25	Validierung der SST aus der Kontrollperiode	140
26	Projizierte SST und das Klimasignal für das Szenario A1B	141
27	Projizierte SST und das Klimasignal für das Szenario B1	142
28	Jahreszeitliche Intensitätsverteilung des Niederschlags, Zentral Sahel (AMIP2)	143
29	Jahreszeitliche Intensitätsverteilung des Niederschlags, Guinea Küste (AMIP2)	144
30	Jahreszeitliche Intensitätsverteilung des Niederschlags, Zentral Sahel (20C)	145

31	Jahreszeitliche Intensitätsverteilung des Niederschlags, Guinea Küste (20C)	146
32	Klimasignal in der jahreszeitlichen Intensitätsverteilung des Niederschlags, Zentral Sahel (A1B)	147
33	Klimasignal in der jahreszeitlichen Intensitätsverteilung des Niederschlags, Guinea Küste (A1B)	148
34	Klimasignal in der jahreszeitlichen Intensitätsverteilung des Niederschlags, Zentral Sahel (B1)	149
35	Klimasignal in der jahreszeitlichen Intensitätsverteilung des Niederschlags, Guinea Küste (B1)	150

Tabellenverzeichnis

5.1	Überblick über ECHAM5-Simulationen im Rahmen von IMPETUS	44
7.1	Definition eines nicht linearen Intensitätsklassen-Systems für tägliche Niederschlagswerte	63

Abkürzungsverzeichnis

<i>20C</i>	20 th Century
<i>A1B</i>	SRES A1 <i>scenario balanced</i>
<i>A1F1</i>	SRES A1 <i>scenario fossil fuel intensive</i>
<i>A1T</i>	SRES A1 <i>scenario predominantly non-fossil fuel</i>
<i>AEJ</i>	African Easterly Jet
<i>AGCM</i>	Atmosphere Global Circulation Model
<i>AMIP</i>	Atmospheric Model Intercomparison Project
<i>AOGCM</i>	Atmospheric Ocean General Circulation Model
<i>BMBF</i>	Bundesministerium für Bildung und Forschung
<i>CCM3</i>	Community Climate Model, Version 3
<i>CMIP</i>	Coupled Model Intercomparison Project
<i>COSMOS</i>	COMMunity earth System MOdelS
<i>CPC</i>	Climate Prediction Centre
<i>CPU</i>	Central Processor Unit
<i>CRU</i>	Climate Research Unit
<i>DEKLIM</i>	Deutsches Klimaforschungsprogramm
<i>DKRZ</i>	Deutsches Klima Rechenzentrum, Hamburg
<i>DOE – PCM</i> ...	Department Of Energy - Parallel Climate Model
<i>ECHAM</i>	ECmwf HAMburg
<i>ECMWF</i>	European Centre for Medium Range Weather Forecast
<i>ENSO</i>	El Niño/Southern Oscillation
<i>EOF</i>	Empirical Orthogonal Function
<i>ERA15</i>	ECMWF Re-Analysis 15 years
<i>ERA40</i>	ECMWF Re-Analysis 40 years
<i>ESM</i>	Earth System Model
<i>FAO</i>	Food and Agriculture Organization of the UN
<i>FOOT3dK</i>	Flow Over Orographically structured Terrain, 3-dimensional, Köln Ver- sion
<i>GCM</i>	General Circulation Model
<i>GFDL</i>	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory of the National Oceanic and Atmospheric Administration
<i>GHCN</i>	Global Historical Climatology Network

<i>GK</i>	Guinea Küste
<i>GLACE</i>	Global Land Atmosphere Coupling Experiment
<i>GLOWA</i>	Globaler Wasserkreislauf
<i>GPCC</i>	Global Precipitation Climatology Centre
<i>GRIB</i>	GRIdded Binary
<i>GTS</i>	Global Telecommunication System
<i>HAM</i>	Hamburger Aerosol Modell
<i>HOPE</i>	Hamburger Ocean Primitive Equation model
<i>IFS</i>	Integrated Forecast System
<i>IGMK</i>	Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln
<i>IMPETUS</i>	Integratives Management Projekt für einen Effizienten und Tragfähigen Umgang mit Süßwasser in Westafrika
<i>IPCC</i>	Intergovernmental Panel on Climate Change
<i>IPCC – 4AR</i>	Intergovernmental Panel on Climate Change, Fourth Assessment Report
<i>IS</i>	Information System
<i>IS92</i>	IPCC Scenario 1992
<i>ITCZ</i>	InterTropical Convergence Zone
<i>JSBACH</i>	Jena Scheme for Atmosphere Biosphere Coupling, Hamburg
<i>LAI</i>	Leaf Area Index
<i>LLNL</i>	Lawrence Livermore National Laboratory
<i>LM</i>	Lokal Modell
<i>LMD</i>	Laboratoire de Météorologie Dynamique
<i>LOSU</i>	Level Of Scientific Understanding
<i>LSM</i>	Land Surface Model
<i>MaD</i>	Model and Data
<i>MMD</i>	Multi Model Dataset
<i>MOC</i>	Meridional Overturning Circulation
<i>MPI – M</i>	Max-Planck Institut f. Meteorologie, Hamburg
<i>MPI – OM1</i>	Max-Planck-Institute Ocean Model, Version 1
<i>MSE</i>	Moist Static Energy
<i>MSLP</i>	Mean Sea Level Pressure
<i>NCAR</i>	National Centre for Atmospheric Research; Boulder, USA
<i>NMVOCs</i>	Non-Methane Volatile Organic Compounds
<i>PCMDI</i>	Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison
<i>PDF</i>	Probability Density Function
<i>PI</i>	Pre-Industrial
<i>REMO</i>	Regional Modell
<i>RRTM</i>	Rapid Radiative Transfer Mode
<i>RRZK</i>	Regionales Rechenzentrum der Universität zu Köln
<i>SDSS</i>	Spatial Decision Support System
<i>SRES</i>	Special Report on Emission Scenarios
<i>SST</i>	Sea Surface Temperature

<i>SVege</i>	Simple Vegetation
<i>TAR</i>	Third Assessment Report
<i>TEJ</i>	Tropical Easterly Jet
<i>VASClimO</i>	Variability Analysis of Surface Climate Observations
<i>WAMME</i>	West African Monsoon Modeling and Evaluation project
<i>WMO</i>	World Meteorological Organisation
<i>ZAIK</i>	Zentrum für Angewandte Informatik der Universität zu Köln
<i>ZS</i>	Zentral Sahel

Kapitel 1

Motivation

Analysen über die Variabilität von Niederschlag zeigen, dass insbesondere West Afrika in den 70er und 80er Jahren deutlich von einer langen, anormal trockenen Phase geprägt war. Dabei ist die Verfügbarkeit von Süßwasser durch Niederschlag die essentielle Randbedingung für eine erfolgreiche Landwirtschaft und die dadurch sicher gestellte Nahrungssicherheit. Aus Klimamodellen und statistischen Analysen ist für den subsaharischen Bereich Afrikas ein gewichtiger Zusammenhang zwischen der Klimavariabilität auf der einen Seite und der Größe des Ernteertrages und der Gesundheit der Bevölkerung auf der anderen Seite bekannt. Somit ist das Wissen über die Faktoren, die diese Variabilität bestimmen, und mögliche Trends, wie sich diese Variabilität in einem anthropogen beeinflussten Klima zukünftig ändern wird, für das Handeln von Entscheidungsträgern von großer Bedeutung. Dabei sind nicht nur Abschätzungen auf jahreszeitlicher Basis von Interesse, sondern auch langzeitliche Projektionen bilden die Grundlage für nachhaltige Handlungsstrategien. Um solche Fragestellungen zu beantworten, kann auf Klimamodelle zurück gegriffen werden, die es ermöglichen, potenzielle Entwicklungen der allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre unter vorgegebenen Szenarien zu simulieren. Aus diesen Simulationen sind außerdem Aussagen über großskalige Trends über die Parameter Niederschlag und Temperatur, die das Leben der Menschen am meisten beeinflussen, abzuleiten.

Das interdisziplinäre Forschungsprojekt IMPETUS (Integratives Management-Projekt für einen effizienten und tragfähigen Umgang mit Süßwasser in Westafrika¹) widmet sich diesen für die Bevölkerung in Westafrika relevanten Fragen und untersucht im Rahmen eines dreistufigen Ansatzes in einer interdisziplinären Herangehensweise diese Fragestellung. Neben dem Verständnis dieser Prozesse und deren Modellierung steht in IMPETUS ebenso die Simulation von Szenarien für mögliche, zukünftige Entwicklungen im Vordergrund, deren Aussagen im Rahmen von entscheidungsunterstützenden (engl.: *Spatial Decision Support System*, SDSS) und informierenden Systemen (engl.: *Information System*,

¹www.impetus.uni-koeln.de

IS) Entscheidungsträgern übergeben werden, um den Umgang mit den zu erwartenden Veränderungen zu verdeutlichen und Hilfestellungen für ein Entgegensteuern aufzuzeigen.

Von meteorologischer Seite aus wurde nach der Validierung von vier Atmosphärenmodellen unterschiedlicher Skala eine Modellkette aufgestellt, an deren Spitze das Atmosphärenmodell ECHAM (ECmwf HAMBURG) steht, dem so ein hoher Grad an Bedeutung zukommt, da ECHAM sich nicht nur am Eingang der meteorologischen Modellkette befindet, sondern auch in den Modellen der weiteren Wissenschaften innerhalb von IMPETUS Verwendung finden kann. Somit ist es wichtig, eine möglichst fortschrittliche Version des Klimamodells ECHAM zu nutzen. Trotz Verbesserungen wie neuer Formulierungen für die Bodenparameterisierung, des Strahlungsschemas und der Einbindung eines neuen Boden-Datensatzes in die derzeitige fünfte Generation des Klimamodells ECHAM werden jahreszeitlich bedingte Veränderungen der Vegetation bzw. Schwankungen auf Grund dekadischer Variabilität des Klimas noch nicht berücksichtigt. Frühere Studien mit der Vorgängerversion ECHAM4 zeigen jedoch eine deutliche Verbesserung in der Wiedergabe der dekadischen Variabilität des Niederschlags in Westafrika unter Berücksichtigung der Vegetation. Unter diesen Gesichtspunkten ist es erstrebenswert, den Einfluss der Vegetation - ggf. auch unter simplen Annahmen - nicht nur in Simulationen des derzeitigen Klimas zu verwenden, sondern auch ein Ensemble an Klimasimulationen mit solch einer gekoppelten Biosphären-Atmosphären Version zu erstellen, damit mögliche, zukünftige Klimate verbessert wieder gegeben werden.

Die vorliegende Arbeit befasst sich zu diesem Zweck mit (i) der Implementierung des Vegetationsmodells SVege (engl.: *Simple Vegetation*) in das Atmosphärenmodell ECHAM (Version 5.301.a), (ii) den Simulations-Unterschieden zwischen der Standardversion von ECHAM5 und der um SVege erweiterten, gekoppelten Biosphären-Atmosphären Version und (iii) den Klima-Projektionen der optimierten Version für ein mögliches, zukünftiges Klima unter den SRES-Bedingungen (engl.: *Special Report on Emission Scenarios*) A1B und B1. Dabei wird zum einen die zeitliche Entwicklung des Niederschlags, die Analyse von klimatologischen Mittelwerten und die mögliche Verschiebung von Intensität und Häufigkeit von Regenereignissen fokussiert, zum anderen bildet insbesondere die Telekonnection zur Meeresoberflächentemperatur und deren Wiedergabe in Beobachtungs- und Modelldatensätzen einen Schwerpunkt.

Im Folgenden werden die aktuellen Kernprobleme und -arbeiten zum Verständnis der komplexen Wechselwirkungen zwischen dem Niederschlag und der Zirkulation sowie der Meeresoberflächentemperatur und die Fassung dieser Muster durch (gekoppelte Ozean-) Atmosphärenmodelle beleuchtet. Anschließend folgen die Beschreibungen der in dieser Arbeit verwendeten Beobachtungs- und Kontroll-Datensätze sowie der Modelle ECHAM5 und SVege. Den Hauptteil dieser Arbeit bilden die darauf folgenden Kapitel zur Analyse der Modellergebnisse (Kap. 7 und Kap. 8), gefolgt von einer abschließenden Diskussion (Kap. 9), einer Zusammenfassung (Kap. 9.1) sowie der Aufstellung weiterer Möglichkeiten für Anschlussarbeiten (Kap. 9.3).

Kapitel 2

Forschungsstand und Ziel der Arbeit

Die folgenden Unterkapitel (Kap. 2.1 und Kap. 2.2) skizzieren den aktuellen Wissensstand über die Variabilität des Niederschlags in Westafrika, deren großskaliger Zusammenhang, ihre Wechselwirkung mit der Meeresoberflächentemperatur (engl. *Sea Surface Temperature*, SST) sowie die Problematik, diese Variabilität mit Hilfe von Klimamodellen wieder zu geben. Zur Eingliederung der Klimaprojektionen dieser Arbeit in den vierten Sachstandsbericht des *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC, Solomon et al., 2007b; IPCC-4AR: engl.: *IPCC Fourth Assessment Report*) werden dessen, für die hier vorgestellten Untersuchungen relevanten, Ergebnisse kurz zusammengefasst, um die Konzeption und das Ziel der vorliegenden Arbeit (Kap. 2.4) im Kontext bereits erfolgter Untersuchungen zu sehen.

2.1 Die SRES-Klimaszenarien

In den Jahren 1990 und 1992 sind langjährige Emissions-Szenarien des IPCC entwickelt worden (z.B. IS92, engl.: *IPCC Scenario 1992*), die 1995 evaluiert wurden. Wegen signifikanter Änderungen im Verständnis der Antriebe, sowohl der Emissionen als auch der Methodologie, wurden diese Szenarien ausgetauscht und durch die s.g. SRES-Szenarien ersetzt. Zusätzlich gehen in diese Szenarien neuere Kenntnisse über den Anteil an CO₂ in der Energienutzung, die Kluft zwischen dem Einkommen in Industrie- und Schwellenländern und den Ausstoß von Sulfaten ein.

Wesentlich ist, dass in einem Rahmen von vier narrativen Zukunftsbeschreibungen (s.g. *Storylines*; siehe Abb. 2.1) insgesamt 40 gleichgewichtige Szenarien geschaffen wurden, die unterschiedliche Wege im Bereich der zukünftigen demographischen, sozialen, ökonomischen, ökologischen und technischen Entwicklung beschreiben. Alle Szenarien, die auf der

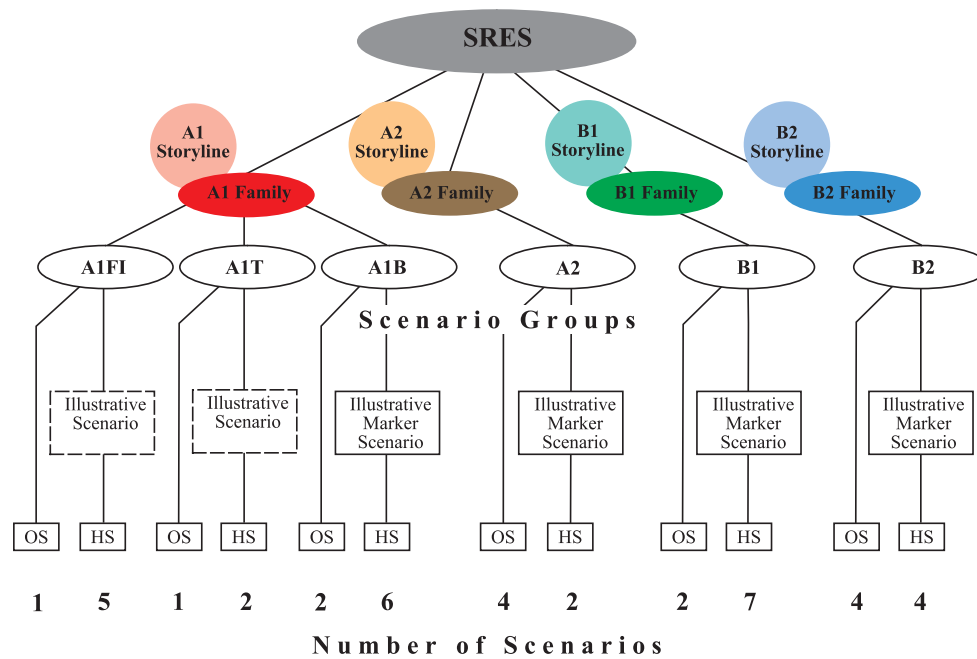


Abbildung 2.1: Die Hauptcharakteristika der vier SRES *storylines* und deren Szenarien-Familien (Nakicenovic et al., 2000). Zur weiteren Erklärung siehe Text.

gleichen *Storyline* basieren, werden als Szenarien-Familie bezeichnet (Nakicenovic et al., 2000). Keines dieser Szenarien berücksichtigt Überraschungen oder Unglücke. Während der Fokus oft auf die Treibhausgas-Emissionen gesetzt wird (ggf. auch durch aktuelle politische Aktivitäten im Bereich des CO₂-Handels), ist für die Auswirkungen auf das Erdsystem vor allem die Treibhausgas-Konzentration, die im Laufe der Szenarien zunimmt, von Bedeutung (Abb. 2.2), denn die Verweilzeit der Treibhausgase ist auf Grund eines langsameren Abbaus bzw. Auswaschens aus der Atmosphäre deutlich länger als die projizierten, zugeführten Emissionen in gleicher Zeiteinheit. Die Verweildauer von CO₂ beträgt etwa 50 bis 200 Jahre, für Methan (CH₄) liegt diese bei zehn und für Lachgas (N₂O) bei etwa 130 bis 150 Jahren. Neben der Verweilzeit ist ebenso die Wirksamkeit der einzelnen Treibhausgase von Bedeutung. So werden im Rahmen der Antriebe für die Szenarien die wesentlichen Quellen mit ihrer Stärke multipliziert, um Aussagen über CO₂-Äquivalente treffen zu können. Beispielsweise liegt die Wirksamkeit von CH₄ bei etwa dem 27fachen des Kohlenstoffs und ist insbesondere bei einer wachsenden Weltbevölkerung, einer intensiveren Weidennutzung und vermehrtem Reisanbau bedeutsam. Für Lachgas (entscheidend in der Anwendung von Düngemitteln) ist etwa ein Faktor von 200 anzusetzen, um dessen Effektivität in Bezug zur Klimawirksamkeit des Kohlenstoffs zu stellen.

Der SRES-Szenariensatz stammt aus sechs Szenarien-Gruppen, die aus vier Szenarien-Familien entwickelt wurden, dabei wurden aus der Familie A1 drei und aus den anderen Familien (A2, B1, B2) jeweils ein Szenario erstellt. Zwei Hauptorientierungsrichtungen, die

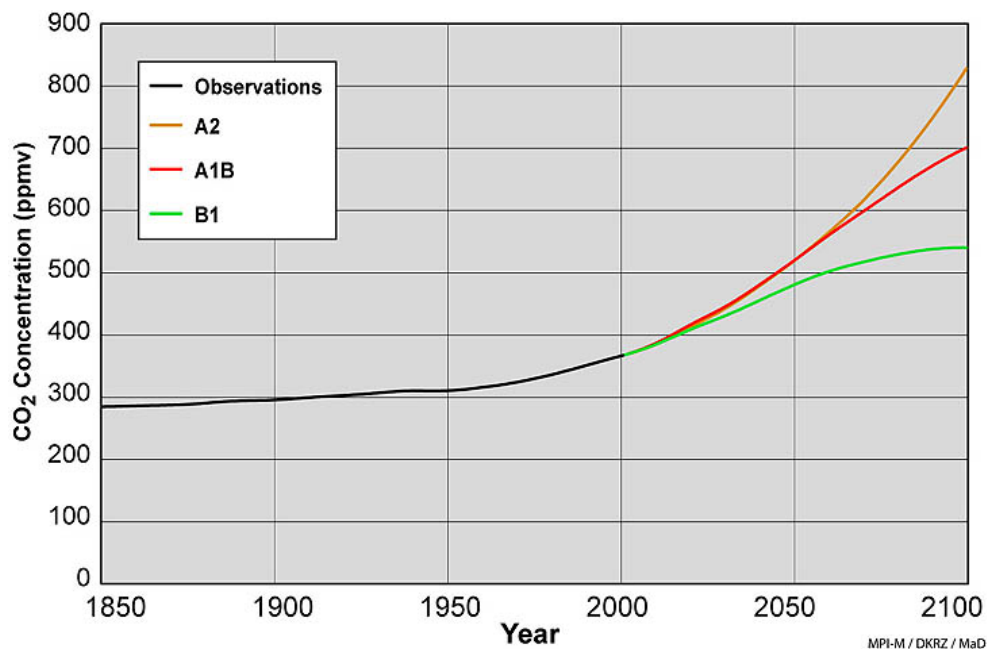


Abbildung 2.2: Verlauf der CO₂ Konzentration für den beobachteten Zeitraum 1850 bis 2000 und deren Projektion bis 2100 unter den Bedingungen der SRES-Szenarien A1B, A2 und B1 (Quelle: MPI-M/DKRZ/MaD)

in den Szenarien intensiv oder nur minimal verfolgt werden, bilden die Projektionsebene der Szenarien: Zum einen ist dieses das Handeln auf lokaler bzw. globaler Skala (Ökonomie), zum anderen sind die Szenarien in ihrer Ausrichtung des Ressourcenverbrauchs (Ökologie) unterschiedlich.

A1: Die *Storyline* und die Szenarienfamilie A1 beschreibt eine zukünftige Welt mit einem rapiden Wirtschaftswachstum, einer Bevölkerungszunahme mit einem Maximum zur Mitte des Jahrhunderts, einer schnellen Entwicklung und Einführung neuer und effizienter Technologien. Untergeordnet werden Entwicklungen in der Aufhebung regionaler Unterschiede - nicht zuletzt durch eine aktivere Wechselbeziehung auf kultureller und sozialer Ebene - und in einer Angleichung des Einkommens pro Kopf skizziert. A1 teilt sich in drei Unterszenarien auf, die alternative Wege zur Deckung des Energiebedarfs beschreiben.

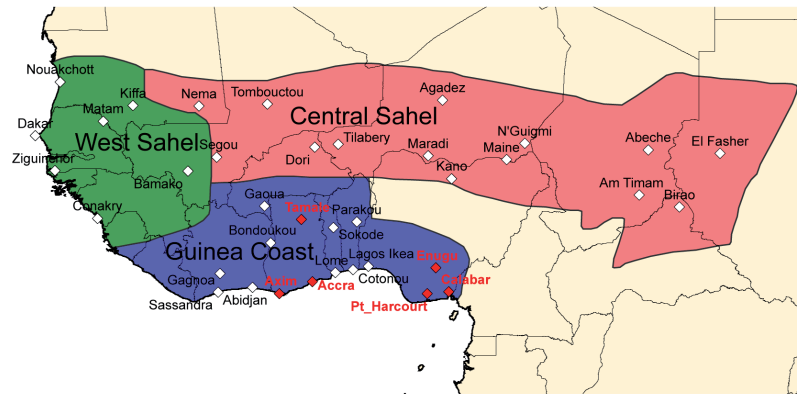
- A1F1: engl.: *fossil fuel intensive* - Nutzung fossiler Brennstoffe
- A1B: engl.: *balanced* - ausgewogene Nutzung fossiler und nicht-fossiler Brennstoffe
- A1T: engl.: *predominantly non-fossil fuel* - fokussiert die Nutzung nicht-fossiler Brennstoffe

- A2: Das Zukunftsbild der Szenarienfamilie A2 stellt eine heterogene Welt vor, deren Werte in staatlicher und privater Autarkie und einer geschützten Eigenständigkeit liegen. Bei einer sich global nur sehr langsam angleichenden Geburtenhäufigkeit wächst die Bevölkerung kontinuierlich weiter. Die technologischen Entwicklungen in A2 sind eher fragmentaler Art und schreiten langsamer voran als in den anderen Szenarienfamilien.
- B1: Das Szenario gleicht im Grunde dem Szenario A1 (z. B. im Bereich der Bevölkerungsentwicklung), lediglich die ökonomischen Strukturen ändern sich rascher in eine Service- und Informationsorientierte Wirtschaft, die durch die gleichzeitige Einführung von saubereren und effizienteren Technologien ressourcenschonender ist. Zusätzlich liegt der Schwerpunkt in der in B1 beschriebenen Welt auf einer Umsetzung globaler, nachhaltiger Lösungsstrategien ohne dabei zusätzliche Klimainitiativen zu starten.
- B2: In der Szenarienfamilie B2 steht ebenso die Schaffung nachhaltiger Strukturen und Lösungsansätze im Vordergrund, jedoch auf lokaler und nicht auf globaler Ebene. Die Bevölkerung wächst moderat (kleiner als A2), doch kontinuierlich weiter an, Technologien entwickeln sich langsamer und vielfältiger als in B1. Das Szenario orientiert sich ebenso an einem nachhaltigen Konzept zum Umweltschutz und sozialer Gerechtigkeit, jedoch agieren die Initiativen auf einer regionalen Skala.

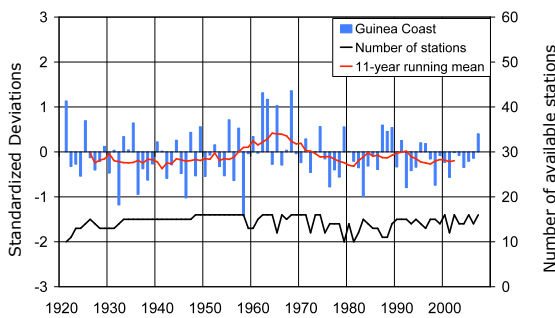
2.2 Beeinflussung der Niederschlagscharakteristik in Westafrika

Der Großteil Afrikas ist tropisch oder subtropisch und das zentrale Phänomen des Monsuns bestimmt die jahreszeitlichen Niederschläge. Zusätzlich sind niederschlagsbringende Frontdurchgänge der mittleren Breiten in den nördlichsten und südlichsten Regionen Afrikas für Winterniederschläge verantwortlich. Eine kleine Verschiebung des tropischen Niederschlagsgürtels führt lokal zu großen Veränderungen des Niederschlags und bedingt dadurch einen Einfluss auf die Vegetation. Ein prominentes Beispiel für die dekadische Variabilität des Niederschlags zeigt die Zeitreihe eines standardisierten Niederschlag-Indizes für die Region des West- und Zentral Sahels und der Guinea Küste. Dabei ist die etwa 30 Jahre andauernde Trockenheit des West- und Zentral Sahels ab Beginn der 70er Jahre deutlich erkennbar (Abb. 2.3). Neben den dekadischen und langfristigen Trends, die maßgeblich durch Änderungen in den Temperaturen der tropischen Ozeanen begründet liegen, zeigt die Zeitreihe zusätzlich eine bemerkenswerte, unter anderem durch atmosphärisches Rauschen und Wechselwirkungen mit der Landoberfläche begründete, Jahr zu Jahr Variabilität.

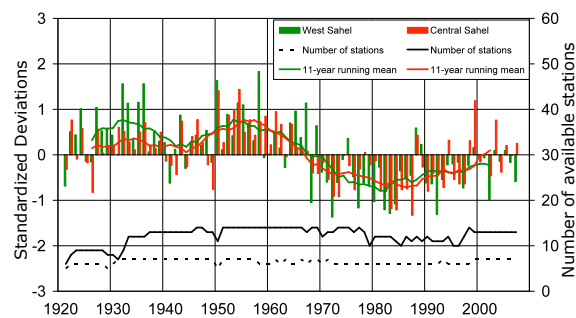
Im Wesentlichen können die Untersuchungen zur Beschreibung der Niederschlagsvariabilität und der ausgeprägten Trockenheit in den 70er bis 90er Jahren in zwei unterschiedlich ausgerichtete Ansätze aufgeteilt werden. Diese konzentrieren sich (i) auf die SST-Muster



(a) Regionsgrenzen



(b) Guinea Küste



(c) West- und Zentralsahle

Abbildung 2.3: Zeitreihe (1920 bis 2007) des flächengemittelten, standardisierten Niederschlagsindizes (Säulen) (Landsea und Gray, 1991) und dessen elfjährig gleitendes Mittel (Linien) auf Basis von Stationsmeldungen. Die schwarzen Linien zeigen die zeitliche Verfügbarkeit von Stationsdaten und somit die Belastbarkeit des Indizes (Fink et al., 2008; Abb. 1 und Abb. 2).

(siehe Kap. 2.2.1), auf (ii) den Einfluss von Aerosolen, die Landnutzung und deren Beschaffenheit (siehe Kap. 2.2.2) oder auf eine Kombination aus beidem. Während schon früh begonnen wurde, Klimamodelle zu nutzen, um den Einfluss der SST zu verstehen (Palmer, 1986; Rowell et al., 1995), ist die Vegetationsmodellierung bisher noch in wenigen GCM (engl.: *General Circulation Model*) berücksichtigt worden. So ist es bemerkenswert, dass keines der globalen Klimamodelle, das Anwendung im IPCC4-AR findet, eine dynamische Kopplung der Atmosphäre an die Biosphäre enthält, obwohl die ersten Ideen zum Verständnis der Rückkopplung der Vegetation auf das Klima schon in den 70er Jahren entwickelt wurden. Darunter ist vor allem die nach Otterman (1974) aufgestellte und unter Charney (1975) populär gewordene Charney-Theorie zu nennen, die eine positive Rückkopplung zwischen Niederschlag und der Vegetation, die durch Evaporation der Atmosphäre wieder Feuchtigkeit zufügt, beschreibt. Jedoch wurde zu Zeiten dieser Erkenntnisse der Forschungsschwerpunkt maßgeblich durch Arbeiten zum Verständnis der SST-Muster bestimmt. Erst später wurde begonnen, die große Herausforderung der Kopplung der heterogenen Biosphäre an die Atmosphäre in Klimamodellen korrekt zu berücksichtigen, um die amplifizierende Wirkung der Vegetation zu fassen.

Die steigende Rechenleistungskapazität der Höchstleistungsrechner ermöglicht es aktuell, eine kleinere Anzahl an Realisierungen gleicher Modellstudien zu starten (s.g. *Ensemble-Studien*), die jeweils leicht unterschiedlich initialisiert werden. Diese einzelnen Realisierungen (s.g. *Ensemble-Mitglieder*) sind notwendig, um die interne Variabilität des Modells zu fassen und die Unsicherheiten der Klimaprojektionen, die mit der internen Variabilität der gekoppelten Ozean-Atmosphären Systeme oder sogar der Erdsysteme verbunden sind, zu fassen (Delworth und Knutson, 2000). Im Rahmen des IPCC-4AR geht die Schaffung von Ensemble-Analysen weiter, indem nicht nur mehrere Realisierungen eines Modells, sondern auch mehrere Modelle (nach einer Homogenisierung in ihrer räumlichen Auflösung) samt ihrer Ensemble-Mitglieder für die Aussagen der Klimaprojektionen gemittelt werden (s.g. MMD-Ensemble, engl.: *Multi Model Dataset-Ensemble*).

2.2.1 Einfluss der SST

Der Einfluss der globalen und regionalen SST-Variationen auf die interannuelle bis dekadische Niederschlagsvariabilität ist für den semi-ariden Teil des Sahels und das semi-humide Klima an der Südküste Westafrikas schon lange bekannt (Lamb, 1978; Kraus, 1977; Palmer, 1986; Hastenrath, 1990), jedoch ist die Stärke und teilweise auch die Richtung für die unterschiedlichen Kombinationen der tropischen Ozean Temperaturverteilungen unklar. Dabei zeigen die verschiedenen tropischen Ozeanregionen (Indik, tropischer Pazifik, Atlantik, Golf von Guinea) und das Mittelmeer auf diversen Zeitskalen und zu unterschiedlichen Jahreszeiten einen nicht linearen als auch nicht symmetrischen Zusammenhang (Balas et al., 2007), der durch eine zusätzliche Land-Oberflächen Rückkopplung amplifiziert wird (Taylor et al., 2002).

Es existieren viele Studien, die sich auf den Einfluss der Oberflächentemperatur des tropischen Atlantiks konzentrieren (Lamb, 1978; Hastenrath, 1990; Vizi und Cook, 2002), den zentralen und östlichen Pazifik fokussieren (Folland et al., 1991; Janicot et al., 1996; Rowell, 2001), den Schwerpunkt auf den Indischen Ozean legen (Palmer, 1986; Shinoda und Kawamura, 1994; Rowell, 2001; Bader und Latif, 2003), die Rolle des Mittelmeeres untersuchen (Ward, 1994; Rowell et al., 1995; Rowell, 2003) oder aber die interhemisphärischen Unterschiede der SST Wechselwirkung analysieren (Folland et al., 1986; Folland et al., 1991; Rowell et al., 1995; Giannini et al., 2003; Moron et al., 2004).

Zur Beschreibung des physikalischen Zusammenhangs zwischen der SST und dem Niederschlag werden im Grunde zwei wesentliche Mechanismen verfolgt. Eine *Stabilisierung* der Atmosphäre, die weniger Niederschlag zur Folge hat, kann durch großskalige Telekonnektionen (wie zum Beispiel die Walker Zirkulation) hervorgerufen werden. Hingegen regelt auf der anderen Seite der *Feuchtetransport* die Menge an niederschlagbarem Wasser. Die Stärke der Ausprägung dieser beiden Mechanismen unter gegebenen Umständen der SST gilt es zu klären (Giannini et al., 2008). Ebenso zeigen Klimamodellstudien unter Berücksichtigung

von Aerosolen und Treibhausgasen einen zunehmend trockeneren Sahel, der, verglichen mit den 70er Jahren, in Verbindung mit einer höheren Anzahl an ENSO-Ereignissen steht (Rotstayn und Lohmann, 2002; Held et al., 2005; Biasutti und Giannini, 2006).

Die Durchführung von Komposit-Studien hat den Vorteil, ähnliche Zustände zusammen zu fassen, um über den Mittelwert dieser Ereignisse prägnante (atmosphärische) Muster zu erhalten, die auf eine gewisse Gesetzmäßigkeit zur Erklärung der physikalischen Ursachen hindeuten. Bei der Analyse von (i) fünf trockenen und (ii) fünf feuchten Jahren (Gruppierung anhand von Pegelständen bzw. Abflussdaten) findet Lamb (1978) im tropischen Atlantik (30°N - 30°S) ein nach Süden verschobenes Niederschlagsmaximum und ebenso ein ausgeprägtes Nord-Atlantik Hoch. Der Golf von Guinea zeigt im Komposit-Mittel eine anormal hohe Temperatur für die Monate Juni bis September. Bei der Untersuchung der Jahre, die mit einem feuchten Sahel verbunden sind, wird der stärkere Monsun dadurch begünstigt, dass das Zentrum des Nord-Atlantik-Hochs 200 km weiter nördlich liegt und die Temperaturen des Golfs von Guinea kühl sind. Ebenso analysieren Eltahir und Gong (1996) die unterschiedliche Dynamik innerhalb trockener und feuchter Jahre. Dabei wird ein Konzept der feucht-statischen Energie (engl.: *Moist Static Energy*, MSE) vorgeschlagen, das als Theorie die zwischenjährliche Variabilität der Monsunzirkulation beschreibt. Hierbei sind insbesondere die meridionalen Unterschiede dieser MSE über dem Kontinent und der Meeresoberfläche von Bedeutung, die zur Oszillation des Monsunsystems führen. Die aus den Beobachtungen bekannten Zusammenhänge eines antikorrelierten Verhaltens zwischen der Niederschlagssumme im Sahel und der Meeresoberflächentemperatur der Guinea Küste können durch diesen theoretischen Ansatz bestätigt werden: Die Zirkulation verstärkt sich auf Grund eines ausgeprägteren Gradienten der MSE bei niedrigen Temperaturen der Meeresoberfläche, wodurch der Transport von Feuchte in den Kontinent begünstigt wird.

Motiviert durch die beobachtete Trockenheit des Sahels zum Ende des 20. Jahrhunderts sind schon früh Experimente mit Klimamodellen durchgeführt worden (Folland et al., 1986; Palmer, 1986; Rowell et al., 1995). Heutzutage werden mit den Klimamodellen der aktuellen Generation diese Experimente weiter vorangetrieben (Giannini et al., 2003; Bader und Latif, 2003; Moron et al., 2004; Lu und Delworth, 2005, Held et al., 2005; Haarsma et al., 2005; Hoerling et al., 2006), um (i) die Telekonnektionen weiter zu verstehen, (ii) die Klimamodelle zu testen, ob sie die beobachteten Zusammenhänge und Wechselwirkungen reproduzieren und (iii) um Aussagen für ein mögliches, zukünftiges Klima aus Klimaprojektionen zu liefern.

Diese Modell-Experimente unterscheiden sich in verschiedenen Ansätzen der verwendeten SST, die entweder ein vorgeschriebener Datensatz ist, der aus Beobachtungen oder einem Ozeanmodell stammt, oder im Rahmen einer interaktiven, gekoppelten Atmosphären-Ozean Simulation berechnet wird. Weiterhin steigt die Anzahl berücksichtigter Wechselwirkungen (Treibhausgase, Ozone, Aerosol, Wolkeneffekte, Landoberfläche, CO₂-Kreislauf) und durch immer leistungsstärkere Computer kann die räumliche und zeitliche Auflösung erhöht sowie die Anzahl der Realisierungen erweitert werden.

Untersuchungen zeigen, dass mit einem hochaufgelösten (meridional 0.5°) globalen Klimamodell der beobachtete ENSO (El Niño/Southern Oscillation) Zyklus korrekt wiedergegeben werden konnte (Roeckner et al., 1996a; Bacher et al., 1997). Dazu wurden die starken El Niños von 1982/83 und 1997/1998 nachsimuliert. Timmermann et al. (1999) nutzt diese Fähigkeit des Modells, um Aussagen über die Häufigkeit solcher Ereignisse in einem zukünftigen wärmeren, anthropogen verursachten Klima (IS92a) zu finden, wobei eine gröbere Auflösung für die Integration des Klimaszenarios genutzt wurde als in den Simulationen der Einzeljahre. ENSO kann als eine niederfrequente Oszillation zwischen warmen (El Niño) und kalten (La Niña) Zuständen verstanden werden und es ist zu hinterfragen, ob ein anthropogen verursachter Treibhausgasanstieg auf Grund des globalen Temperaturanstiegs das Auftreten von ENSO Ereignissen unterstützt. Die Szenarienergebnisse zeigen, dass Zustände für El Niño Ereignisse durch den globalen Anstieg der Meeresoberflächentemperatur begünstigt werden. Es wird insgesamt ein Niveau erreicht, das einem El Niño Ereignis gleicht. Zusätzlich steigt die interanuelle Variabilität an und starke Kaltphasen (im Vergleich zu dem wärmeren Mittelwert) nehmen zu.

Giannini et al. (2003) zeigt anhand von Klimasimulationen, die mit Hilfe beobachteter SST angetrieben werden, die Sensitivität des Rückgangs des Sahelniederschlags zur SST (ähnlich zu Paeth und Hense, 2004). Zur Überprüfung der Aussage, ob die Variabilität des Sahel-Niederschlags aus der Wechselwirkung des afrikanischen Sommer-Monsuns und dem SST-Antrieb resultiert und durch die Wechselwirkung zwischen Land und Atmosphäre verstärkt wird, sind neun Klimaintegrationen für den Zeitraum von 1930 bis 2000 für die Monate Juli bis September mit beobachteter Meeresoberflächentemperatur erzeugt worden. Bei diesen Simulationen wurde die CO_2 Konzentration konstant gehalten und die Vegetation beinhaltet einen klimatologischen, saisonalen Jahresgang. Dadurch kann sichergestellt werden, dass nur die SST die Niederschlagsvariabilität steuert. Der durch die ansteigende SST reduzierte Land-See-Kontrast führt zu einer hochreichenden Konvektion über dem Ozean und erzeugt einen Rückgang des Niederschlags im Sahel. Die Varianz nimmt etwa um 40% ab, wenn die Meeresoberflächentemperatur konstant gehalten und die Vegetation eingeschaltet wird. Dieses zeigt, dass das Vorzeichen der Niederschlagsanomalie durch die Variabilität der SST bestimmt wird und die Vegetation eine untergeordnete, aber nicht zu vernachlässigende, amplifizierende Rolle spielt. Insbesondere sind in diesem Kontext der irreversible Eingriff in die Landnutzung, die Ausweitung der agrarischen Nutzflächen, die intensivierete Weidenutzung sowie der rapide Bevölkerungsanstieg zu nennen.

Ebenso wird in dem Experiment von Giannini et al. (2003) die Kopplung zum Indischen Ozean (siehe auch Bader und Latif, 2003; Lu und Delworth, 2005) bestätigt. Hingegen findet Palmer (1986) lediglich eine Telekonnektion zum östlichen Sahel. Insgesamt scheint ein globaler Anstieg der Meeresoberflächentemperaturen zu einem trockeneren Sahel zu führen. Ein interhemisphärischer Temperaturdipol im Atlantik fungiert ebenso als wichtiges SST-Muster, das bei einem eher kühlen (warmen) Nordatlantik im Vergleich zum Südatlantik zu trockenen (feuchten) Perioden führt (Folland et al., 1986; Palmer, 1986; Rowell et al., 1995).

Mit zwei Versionen (CM2 und CM2.1) des atmosphärischen Zirkulationsmodells des GFDL (Geophysical Fluid Dynamics Laboratory of the National Oceanic and Atmospheric Administration) zeigt Held et al. (2005), dass beide Modellversionen in der Lage sind, die generellen meteorologischen Beobachtungen des 20. Jahrhunderts wieder zu geben. Dabei beinhalten beide Modellversionen in ihren acht Ensemblesimulationen keine indirekten Effekte an Aerosolen und keine interaktive Vegetationsmodellierung. Während einzelne Realisierungen des Ensembles das Austrocknen des Sahels um 1980 hervorragend wiedergeben, ist der feuchte Zustand um 1950 in keiner Modell-Integration zu finden. Dadurch stuft Held et al. (2005) die Übereinstimmung zu den Beobachtungen als marginal ein, zieht jedoch die Schlussfolgerung, dass die Superposition aus einem ansteigenden Treibhausgasgehalt in der Atmosphäre und der internen Modell-Variabilität den beobachteten Trend verursachen. Im Gegensatz dazu zeigen aktuelle Arbeiten, dass die Effekte durch Treibhausgase und Aerosole gleich stark einzuschätzen sind und die Wirkung des in Held et al. (2005) nicht berücksichtigten indirekten Effekts an Aerosolen somit unterschätzt wird.

Im Rahmen der Standard IPCC-Szenarien zeigen die Simulationen mit CM2 bzw. CM2.1, dass durch die globale Erwärmung eine Niederschlagsbegünstigung der Guinea Küste zu finden ist und im Gegenzug der Sahel trockener wird. Die Niederschlagsverteilung zum Ende des 21. Jahrhunderts (bei Kopplung an eine modellierte SST) ähnelt derjenigen, die in den 80er Jahren des 20. Jahrhunderts beobachtet wurde. So widerspricht dieses Ergebnis den Untersuchungen von Paeth und Hense (2004) und Maynard et al. (2002), die keinen oder nur einen sehr geringen Anstieg durch ihre Untersuchungen ermitteln. Diese unterschiedliche Entwicklung der Niederschlagsverteilung hängt nicht zuletzt von der Güte der SST-Prognosen ab. Die Qualität der Projektionen über eine zukünftige Variabilität der Meeresoberflächentemperaturen wird aktuell als eher gering angenommen, da auf Grund der nur kurzen Aufzeichnungsperiode der SST diese für ein zukünftiges Klima nur begrenzt zu bestimmen ist (Hoerling et al., 2006). Dadurch ist es schwierig abzuschätzen, ob der Effekt des globalen Temperaturanstiegs den des zunehmenden SST-Gradienten im sich erwärmenden Atlantik überwiegt. Die Rolle der Vegetation wird durch Held et al. (2005) - ähnlich zu Giannini et al. (2003) - als sekundär, jedoch wichtig eingestuft.

Ein unsymmetrischer Einfluss von unterschiedlichen Ozeanbecken ist in den Arbeiten von Balas et al. (2007) zu finden, der für die dreimonatigen Jahreszeiten im Rahmen einer Komposit-Studie (trockene vs. feuchte Episoden) einen standardisierten Niederschlagsindex für eine Übergangszone mit den Meeresoberflächentemperaturen aus unterschiedlichen Becken in Bezug stellt. Insbesondere fällt auf, dass Faktoren, die einen trockenen Zustand begünstigen, im invertierten Zustand einen niederschlagsreichen nicht zwingend fördern. So steht mit einem feuchten Sahel (Juni bis August) eine hohe Temperatur des äquatorialen Pazifiks und der Guinea Küste in Verbindung, während die Bedingung, die im borealen Winter (Dezember bis Februar) ebenso für einen anormal feuchten Sahel spricht, ein Temperaturdipol zwischen diesen beiden Regionen ist. Insgesamt scheint es, als bestimme der küstennahe Bereich des Atlantiks die Nord-Süd-Verlagerung der innertropischen Konvergenz Zone (engl.: *Intertropical convergence Zone*, ITCZ) und präge der Gegensatz zwischen

Indik und Atlantik die Ost-West-Verlagerung von konvektiven Ereignissen. Der Pazifik scheint hauptsächlich im März bis Mai und der Atlantik im Juni bis August signifikant das Niederschlagsverhalten zu steuern.

Die Ergebnisse von Lamb (1978) und Hastenrath (1984) werden in den aktuellen Klimamodellstudien von Hoerling et al. (2006) bestätigt, der mit einer beobachteten, vorgeschriebenen Meeresoberflächentemperatur den gemessenen Niederschlagstrend im Sahel reproduziert. Diese Studien ähneln den Ansätzen von Giannini et al. (2003). Innerhalb von Klimaprojektionen (21. Jahrhundert) steigt die Niederschlagsmenge auf Grund der globalen Erwärmung an. Ebenso kann die Rolle des Atlantischen Dipols im Rahmen einer Korrelationsanalyse zwischen dem Juli bis September Niederschlag und der SST quantifiziert werden sowie eine negative Korrelation zwischen den Niederschlagssummen im Sahel und der Temperatur des Indiks (siehe auch Bader und Latif (2003)) herausgestellt werden. Im Rahmen von Treibhausgas-Experimenten für das 21. Jahrhundert findet Hoerling et al. (2006) einen Anstieg des Sahel-Niederschlags, der als Ergebnis eines globalen Temperaturanstiegs gesehen wird.

Die zusammenfassende Aussage des dritten Sachstandsberichts (engl.: *Third Assessment Report*, TAR; Houghton et al., 2001) des IPCC ist, dass der Temperaturanstieg seit Mitte der 50er Jahre auf einen Anstieg der Treibhausgase zurück zu führen ist (Barnett et al., 2005). Ebenso basiert die regionale Erwärmung der SST in den Tropen auf anthropogenen Quellen. Knutson et al. (1999) und Stott et al. (2000) sehen ebenso die Veränderungen durch die Erwärmung des Indischen und Südatlantischen Ozeans außerhalb der natürlichen Klimavariabilität und unterstützen diese These. So ist zu untersuchen, ob der Klimatrend Afrikas durch eine dynamische Rückkopplung zu erklären ist und durch die steigende Treibhausgaskonzentration amplifiziert wird.

Mit einer Ensemblestärke von 50 Läufen ist es Hoerling et al. (2006) nicht möglich, die beobachteten Niederschlagstrends in einem Atmosphären-Ozean Zirkulationsmodell (engl.: *Atmospheric Ocean General Circulation Model*) zu fassen und vermutet somit, dass nicht nur eine natürliche Variabilität der Grund der Trockenheit im Sahel ab den 70er Jahren sei. Die Niederschlagstrends in den Atmosphärenmodellen fallen außerhalb der Wahrscheinlichkeits-Dichtefunktion (engl.: *Probability Density Function*, PDF) der interaktiv, gekoppelten Simulationen. Dadurch folgert Hoerling et al. (2006), dass die aktuelle Generation an Ozeanmodellen noch keine korrekte Wiedergabe der natürlichen niedrig-frequenten Variabilität besitzen. So existieren immer noch (z.T. schon lang bekannte) Schwächen in der Beschreibung des ENSO-Phänomens (Achutarao und Sperber, 2002).

Im Rahmen einer weiteren Ensemble-Studie (40 Realisierungen) zeigt Hoerling et al. (2006), dass eine vorgeschriebene, konstante positive SST-Anomalie (+1 K) im Indik den erwarteten Rückgang des Niederschlags (vgl. Hastenrath und Wolter, 1992; Bader und Latif, 2003) nicht vollständig reproduziert. Lediglich im West-Sahel und in der feuchteren, äquatorialen Region kann die negative Korrelation zwischen der SST im Indik und dem

Niederschlag reproduziert werden. Parallel zu den Ergebnissen von Bader und Latif (2003) ist hingegen die Ursache dieses funktionalen Zusammenhangs: Auf Grund eines anormal starken, aufsteigenden Astes der Walker Zirkulation über dem Indik, verbunden mit hohen Niederschlagsmengen, wird im Sahel das mit der Konvektion verbundene Aufsteigen unterdrückt. Die Simulationsergebnisse zeigen weiterhin, dass eine höhere SST des Indik sich deutlich auf den Niederschlag in Südafria auswirkt. Ein großflächiger, markanter Rückgang des Niederschlags im Februar bis März ist die Folge der positiven Anomalie des Indiks.

Während die Sensitivitätsstudie die Verknüpfung des Indiks mit der beobachteten Niederschlagsabnahme im Sahel nicht bestätigt, kann aber festgestellt werden, dass das von Hoerling et al. (2006) verwendete Ozean-Atmosphärenmodell bei der Simulation des Niederschlags im Sahel und an der Guinea Küste sensitiv auf den Einfluss des Atlantiks reagiert. Bei der Untersuchung, ob der beobachtete Trend des Austrocknens durch den Anstieg von Treibhausgasen zukünftig weiter vorangetrieben wird, kommt Hoerling et al. (2006) zu dem Ergebnis, dass der Rückgang des Niederschlags ab etwa 1960 im Bereich der natürlichen Variabilität lag, da die Größenordnung der Variabilität in Klimaexperimenten mit beobachteter SST um eine Größenordnung höher liegt, als die aus 50 Simulationen mit modellierter, ozeanischer Randbedingung. Paeth und Hense (2004) ordnet ebenso die natürliche Variabilität der beobachteten, hohen dekadischen Variabilität zu und zeigt, dass in einem zukünftigen, wärmeren Klima die Niederschlagsintensität zunimmt und interpretiert die in den letzten Jahren wieder zunehmenden Niederschlagssummen über Westafrika als ein Anzeichen für eine höhere Treibhausgaskonzentration (Paeth und Hense, 2004).

Eine einfache, aber beeindruckende Überschlagsrechnung zeigt die Auswirkung des großen Unterschieds in der Wärmekapazität von Atmosphäre und Ozean. So würde bei einer mittleren Temperaturveränderung um $+0.1$ K im Ozean eine Temperaturerhöhung der Atmosphäre bei kompletter Übertragung der Energie um $+100$ K erfolgen. Sicherlich ist diese Annahme etwas realitätsfremd, aber zeigt insbesondere, welche bedeutende Rolle kleine Veränderungen in den Ozeanen für die Atmosphäre darstellen (Levitus et al., 2005). Mit Hilfe eines Ansatzes zur Bestimmung des Wärmegehalts des Ozeans, der Atmosphäre, Biosphäre und Cryosphäre ist zu erkennen, dass dessen Anstieg von 1950 bis 1999 im Ozean um eine Größenordnung höher liegt als der in den anderen beiden Subsystemen der Erde (Levitus et al., 2001). Modelle, die einen Treibhausgasantrieb beinhalten, reproduzieren diese Beobachtungen, hingegen zeigen Simulationen eines 900 Jahre andauernden Kontroll-experiments eine maximale interne Variabilität von etwa 5%. Wesentlich scheint die weitere Berücksichtigung von Aerosolen vulkanischen Ursprungs und die Änderungen in der solaren Einstrahlung. Zusammenfassend ergibt sich aus diesen Experimenten, dass der Trend des steigenden Wärmegehalts als anthropogen verursacht eingestuft wird. Jedoch ist zu bemerken, dass lediglich der Trend, aber nicht die Variabilität wiedergegeben werden kann. Fehlerquellen werden in der Wiedergabe historischer Treibhausgase und den fehlerbehafteten Beobachtungsdaten vermutet. Die Relevanz einer perfekten Wiedergabe des ozeanischen Wärmegehalts wird in Bezug auf die Wechselwirkung von Barnett et al. (2001) als wichtiger eingestuft als die Reproduktion der beobachteten Temperaturzeitreihen. Schon

Rossby (1959) vermutet, dass der ozeanische Wärmegehalt die tragende Komponente des Wärmeaustauschs im Erdsystem ist.

Zur Untersuchung der Ursache des beobachteten Temperaturanstiegs in den Weltmeeren in den letzten 40 Jahren stellt Barnett et al. (2005) Sensitivitätsstudien mit Klimamodellen auf, um die Anteile der Erwärmung, die durch eine veränderte Treibhausgaskonzentration, durch Veränderungen in der solaren Einstrahlung und als Ursache einer natürlichen Variabilität entstehen, voneinander zu trennen. Dazu werden die Simulationsergebnisse des aktuellen Klimas zweier Klimamodelle mit unterschiedlichen Beobachtungsdatensätzen validiert. Mit Hilfe der Fingerprint-Methode sind robuste Muster zu erkennen, die eindeutig darauf hinweisen, dass nur jenes Experiment in der Lage ist, die Erwärmung zu reproduzieren, das die Treibhausgaskonzentrationen korrekt berücksichtigt. Zusätzlich kann gezeigt werden, dass die netto Erwärmung regional verschieden ist, nicht zuletzt, weil die Wärmeadvektion, der Bodenwärmestrom und die Wärmespeicherung in den einzelnen Ozeanregionen unterschiedlich gewichtet sind. So zeigt es sich beispielsweise für den Indik, dass durch einen erhöhten Aerosolgehalt in der Atmosphäre der Anstieg der Temperatur durch die Treibhausgase balanciert wird und die Wärmeadvektion den entscheidenden Einfluss hat. Zusätzlich ist durch die Simulationsergebnisse festzustellen, dass die meridionale Zirkulation (engl.: *Meridional Overturning Circulation*, MOC) gebremst wird und ein netto Anstieg der Temperatur im Indik zu verzeichnen ist. Aus Beobachtungsdaten ist eine flache meridionale Zirkulationszelle zu entnehmen, so dass die Modellergebnisse bestätigt werden. Insgesamt sind die südlichen Ozeane begünstigt, mehr Wärme pro Fläche zu absorbieren (Rotstayn und Lohmann, 2002), da die Aerosol-Konzentration (i) nicht homogen verteilt ist (Houghton et al., 2001), (ii) ein lokal unterschiedlicher Einfluss durch die Aerosole besteht (Ramanathan et al., 2001) und (iii) auf der Nordhemisphäre insgesamt größer ist. Genau bei diesem Ansatz, der einen ansteigenden Gradienten der SST-Muster im Atlantik mit sich zieht, würde ein Anstieg des Sahelniederschlags die Folge sein (Maynard et al., 2002; Haarsma et al., 2005). Paeth und Hense (2004) sehen aktuell schon die ersten Ansätze eines sich wieder etablierenden Monsunsystems wie es in den Beobachtungen erkennbar ist (Abb. 2.3(c)).

Um die physikalischen Antriebe der historischen, dekadischen Variabilität im Sahel-Niederschlag zu bestimmen, verwendet Haarsma et al. (2005) das globale Zirkulationsmodell CCM3 (engl.: *Community Climate Model, Version 3*; Kiehl et al., 1998) des NCAR (engl.: *National Centre for Atmospheric Research*) in einer Ensemble Analyse bestehend aus zehn Realisierungen. Dieses ist zum einen mit einer beobachteten SST (Reynolds SST Daten; Reynolds, 1988; Reynolds und Marsico, 1993) angetrieben und zeigt dabei eine gute Übereinstimmung in der flächengemittelten Niederschlagssumme (Juli bis September) mit den NCEP/NCAR (engl.: *National Centre for Environmental Prediction*) Reanalyseedaten. Die Untersuchungen konzentrieren sich auf den Zusammenhang zwischen dem Sahel-Niederschlag und dem auf Meeresniveau reduzierten Luftdruck (engl.: *Mean Sea Level Pressure*, MSLP), der hingegen selbst direkt mit der Bodentemperatur gekoppelt ist. Bei steigenden Temperaturen in der Sahara (verglichen mit der Umgebung) sinkt der Luftdruck

(Hitzetiefentwicklung) und der Niederschlag im Sahel steigt. Genau dieser Mechanismus kann in einem wärmeren, zukünftigen Klima dazu führen, dass der Niederschlag im Sahel ansteigen wird, da eine Erwärmung insbesondere über dem Kontinent erwartet wird (Haarsma et al., 2005). Dieses indifferente Erwärmen tritt auf Grund eines höheren Anteils niedriger Wolken auf, der vor allem über dem Ozean zunimmt, wodurch diese Regionen von einer reduzierten solaren Bodeneinstrahlung profitieren. Eine Bestätigung dieser Hypothese zeigt eine Ensemble-Simulation (62 Ensemble-Mitglieder) über den Zeitraum 1940 bis 2080 mit einem Treibhausgasanstieg ab dem Jahr 2000, der ähnlich zu dem Szenario A1 der SRES-Familie ist. Für das Kontrollklima (1940 bis 2000) bestätigen die Simulationen die Ergebnisse aus dem gekoppelten Ozean-Atmosphärenexperiment, so dass von ähnlichen dynamischen Mechanismen in beiden Modellvarianten ausgegangen werden kann. Lediglich die Wiedergabe eines El Niño - Signals fehlt. Für den Projektionszeitraum ist festzustellen, dass der Druck des Saharatiefs um etwa 0.5 hPa sinkt und auf Grund einer intensivierten Monsunzirkulation und einem höheren Feuchteintrag in den Kontinent steigt der Juli bis September Niederschlag um ein bis zwei Millimeter pro Tag. Ein Test zur Überprüfung der Robustheit dieser Hypothese zeigt, dass Integrationen des Kontrollklimas (1960-1990) mit vorgeschriebener SST und einer erhöhten Einstrahlung über der Sahara den gleichen Effekt zeigen.

Auch wenn die obigen Ausführungen den Fokus auf Westafrika setzen, so sollte nicht vergessen werden, dass ebenso für Südafrika eine genauso hohe Sensitivität des Niederschlags auf die Entwicklungen bzw. Anomalien der Meeresoberflächentemperaturen existiert. So sind beispielsweise Telekonnektionen zwischen (i) den Niederschlagsentwicklungen und dem Äquatorialen Ost-Pazifik (Mason et al., 1999; Landman und Goddard, 2002), (ii) dem indischen Ozean (Goddard und Graham, 1999) und (iii) dem Süd-Atlantik (Hirst und Hastenrath, 1983; Rouault et al., 2002) vorhanden. Die zunehmende Aridität bei einem Rückgang des Niederschlags im Februar bis April um etwa 20% seit etwa 1950 ist im Vergleich zum Sahel (35%) geringer, aber die Belastung für die Bevölkerung ist dennoch deutlich spürbar (Hoerling et al., 2006).

Aus den hier zitierten Arbeiten ist zu erkennen, dass in Abhängigkeit des gewählten Modells das Trendverhalten der letzten 50 Jahre im Niederschlag nur teilweise oder unzureichend wieder gegeben werden konnte. Übereinstimmend geht aus den Arbeiten hervor, dass neben der SST weitere Faktoren die Variabilität bestimmen (Giannini et al., 2008), so sind insbesondere die Aerosole, die Vegetation und der Wolkenbedeckungsgrad zu nennen. Zusätzlich ist offen, welche Effekte sich ggf. in welcher Stärke balancieren bzw. verstärken. Deshalb verfolgen weitergehende Ansätze z. B. die Berücksichtigung der durch Satelliten beobachteten Vegetationsbedeckung und deren Änderung (Tucker et al., 1991; Anyamba und Easman, 1996; Prince et al., 1998; Nicholson et al., 1998; Eklundh und Olsson, 2003; Herrmann et al., 2005; Paeth et al., 2008) sowie deren interaktive Modellierung (Zeng et al., 1999; Schnitzler et al., 2001; Taylor et al., 2002; Wang et al., 2004; Hickler et al., 2005), um ein möglichst vollständiges Spektrum an Wechselbeziehungen durch die Modelle abzudecken. Ebenso ist es dank der leistungsstarken Großrechenanlagen heutzutage möglich,

Aerosolverteilungen zu modellieren, um dadurch Klimamodelle um weitere Komponenten zu erweitern (Stier et al., 2005; Paeth und Feichter, 2005), die in ihrer vollen Komplexität in s.g. Erd System Modellen (engl.: *Earth System Model*, ESM) münden.

2.2.2 Einfluss der Vegetation und der Aerosole

Allgemein ist der Einfluss der SST auf den Niederschlag unbestritten. Ebenso ist auch die Veränderung der Vegetation durch den Menschen mit der Folge einer Störung der natürlichen Variabilität bekannt. Teilweise wird sogar davon ausgegangen, dass die Wechselwirkung zwischen der Vegetation und dem Niederschlag derart groß ist, dass dieses als primärer Grund für die Dürren in 1960 bis 1980 gesehen wird (Xue und Shukla, 1993, Clark et al., 2001). Hingegen wird die Stärke des vegetations-induzierten Signals auf Grund von Veränderungen in der Landnutzung und Landbedeckung als unsicher eingestuft (Nicholson, 2000).

Neben dem Hauptaugenmerk auf die SST-Muster nimmt die Anzahl der Studien, die sich mit der Wechselwirkung der Vegetation und den Aerosolen beschäftigen, immer weiter zu, um durch die Berücksichtigung weiterer Aspekte ein vollständigeres Bild zu erhalten (Wang und Eltahir, 2000; Maynard und Royer, 2004a; Paeth und Hense, 2004). Dabei reicht der Fokus der positiven Vegetationsrückkopplung von der intra-saisonalen Variabilität über die dekadische Variabilität (Zeng et al., 1999; Schnitzler et al., 2001; Held et al., 2005) hinaus bis hin zu hundertjährigen Zeitskalen (*die grüne Sahara*, Claussen et al., 1999; Foley et al., 2003), die ein Potential unterschiedlicher, stabiler Moden des Klimas in Afrika aufzeigen, was eine potenzielle Klimaveränderung weniger reversibel einstuft.

Auswertungen der IPCC-4AR - Ensemble-Läufe des zwanzigsten Jahrhunderts (engl.: *20th Century*, 20C) und des präindustriellen Klimas (engl.: *pre-industrial*, PI) des IPCC-4AR zeigen übereinstimmend einen negativen Trend im Sahel-Niederschlag (Biasutti und Giannini, 2006). Diese übereinstimmenden Ergebnisse sind nicht zu erzielen, wenn keine Aerosole, sondern lediglich Treibhausgase den Antrieb für 20C bestimmen. Die Begründung für die Ergebnisse von Biasutti und Giannini (2006) liefert der Ansatz von Rotstayn und Lohmann (2002), der einen ansteigenden, hemisphärischen SST-Gradienten auf Grund des indirekten Effektes einer ungleichen Aerosol-Verteilung auf der Nord- und Südhemisphäre beschreibt. Dieser Gradient in der SST wird durch die Erwärmung der tropischen Ozeane verstärkt, da diese mit einer Abschwächung der meridionalen Ozeanzirkulation verbunden ist, die einen reduzierten Wärmetransport in den nördlichen, tropischen Atlantik zur Folge hat und dadurch der Gradient nicht abgebaut werden kann (Rahmstorf, 2002; Hansen et al., 2002). Daraus schließen Biasutti und Giannini (2006), dass Klimasimulationen unbedingt diese Effekte berücksichtigen müssen, um vertrauenswürdige Aussagen über potentielle Klimaänderungen zu geben, denn nur in dieser Kombination kann die Klimavariabilität mit einem überlagerten, anthropogen verursachten externen Antrieb simuliert werden.

Sensitivitätsstudien mit dem Globalen Zirkulationsmodell DOE-PCM (engl.: *Department Of Energy - Parallel Climate Model*; Washington et al., 2000) des NCAR zeigen, dass Klimamodelle sensitiv auf das zu Grunde liegende Bodenmodell reagieren. Wird in der Standardversion das Bodenmodell (engl.: *Land Surface Model*, LSM) ausgetauscht, so sind Abweichungen der global gemittelten 2 m - Temperatur um 0.21 K zu sehen. Insbesondere ist festzustellen, dass die Änderung der Vegetation zu einer erhöhten Albedo und Wolkenbedeckung in den mittleren Breiten führt. Beides, die dadurch bedingte höhere Reflektion und die geringere solare Einstrahlung auf Grund des veränderten Bedeckungsgrads, resultiert in einer Abnahme der Temperatur (Feddema et al., 2005) auf Grund einer Verringerung der Maximum-Temperatur im Tagesgang. Dieses bedeutet nicht, dass in einem zukünftigen Klima auf Grund menschlich geänderter Treibhausgaskonzentrationen und Vegetationsbedeckung ein Rückgang der Temperaturen weiter voranschreitet. So ist für zukünftige Projektionen der Landnutzung davon auszugehen, dass zusätzliche Ackerbauflächen aus ariden und semi-ariden Regionen sowie tropischen Regenwäldern gewonnen werden - dies ist eine Veränderung, die nicht mit der beobachteten Umstrukturierung von Waldregionen der mittleren Breiten in Ackerbauflächen gleichzusetzen ist. So zeigt DeFries et al. (2002), dass die Projektionen unter Verwendung des IMAGE Bodendatensatzes bis 2050 eine Erwärmung aufzeigen. Ebenso folgert Paeth et al. (2008) aus Sensitivitätsstudien, dass die menschlich verursachte Vegetations- und Bedeckungsänderung in Westafrika der wesentliche bestimmende Faktor der Klimaveränderung ist. Karl et al. (1993) zeigt, dass der Temperaturanstieg zukünftig auf einem Anstieg der Minimum-Temperaturen in einem geänderten Klima basiert. Dies passt insofern zusammen, als dass die Verringerung der Temperaturen des Tagesgangs einhergeht mit sich ausbalancierenden Effekten der Reduzierung der Maxima-Temperaturen durch Vegetationsänderung und einer Erhöhung durch den Treibhausgaseffekt. Letzteres führt schließlich auch zu einer Erhöhung der Maximal-Temperaturen.

Insgesamt geht aus den Arbeiten von Feddema et al. (2005), DeFries et al. (2002) und Paeth et al. (2008) hervor, dass die Änderung der Landbedeckung und deren Nutzung einen wichtigen Beitrag zum beobachteten Temperaturtrend liefert, wenn dieses auch den Erklärungen von Biasutti und Giannini (2006) eines SST getriebenen Niederschlags-Rückgangs widerspricht. An diesen konträren Ergebnissen ist zu erkennen, dass Arbeiten zur Einschätzung des Effekts zwingend notwendig sind und bei der Projektion von zukünftigen Klimaten die Einbindung der Vegetation erfolgen sollte, um deren potentielle Veränderung zu berücksichtigen.

So findet Koster et al. (2004) im Rahmen von GLACE (engl.: *Global Land Atmosphere Coupling Experiment*) mit Hilfe einer Multi-Modell-Ensemble-Analyse Kern-Regionen (s.g. *hot spots*), die bei der Simulation von Sommer-Niederschlag (nordhemisphärischer Sommer) sensitiv auf Veränderungen in der Bodenfeuchte reagieren. Mit der Idee, dass die Bodenfeuchte sich nur langsam ändert (analog zur Trägheit des Ozeans), jedoch einen signifikanten Einfluss zeigt, kann die Bodenfeuchte für die Verbesserung von jahreszeitlichen Vorhersagen genutzt werden. So stellen diese *hot spots* in gewisser Weise ein Land-

Oberflächen Analogon zu bsp. dem ozeanischen *El Niño*-Muster im östlichen, äquatorialen Pazifik dar. Aus globaler Sicht lässt sich aus dieser Studie folgern, dass die Verdunstung sensitiv auf die Bodenfeuchte reagiert, aber die Stärke der Kopplung innerhalb der Modelle sehr variiert. Für den Sahel gilt hingegen, dass die Simulationsergebnisse des Niederschlags stark von den Initialisierungswerten der Bodenfeuchte abhängen und eine global korrekt initialisierte Bodenfeuchte einen Anstieg in der Genauigkeit der Niederschlagssimulation bedeutet (Koster et al., 2004).

Die Arbeiten von Koster et al. (2004) verweisen eindrücklich darauf, dass die korrekte Berücksichtigung der Bodenfeuchte nur ein wesentlicher Parameter ist, der im Rahmen einer Modellverbesserung Berücksichtigung finden sollte. So fokussiert Charney et al. (1977) die Rolle der Albedo in Studien zur Untersuchung des Nord-Amerikanischen Klimas, Dickinson und Henderson-Sellers (1988) zeigt die Notwendigkeit der Berücksichtigung von Landnutzungsszenarien im Rahmen von Entwaldungs-Szenarien in Amazonien und Xue et al. (2004) zeigt den Gewinn bei der Berücksichtigung von Vegetationsprozessen in der Wiedergabe des ostasiatischen Klimas.

Trotz der kontinuierlichen Entwicklung an den Klimamodellen und Erhöhung ihrer Komplexität treten immer noch systematische Probleme bei der Wiedergabe des beobachteten Klimas durch Klimamodelle auf. So zeigen die in den IPCC-4AR eingehenden Daten in fast 90% der Modelle eine Überschätzung des Niederschlags in Südafrika. Die Lage der ITCZ im Atlantik wird in fast allen dynamisch gekoppelten AOGCM zu nah am Äquator wiedergegeben. Zusätzlich sind die Temperaturen im Bereich der Guinea-Küste um etwa ein bis zwei Grad zu warm und typischerweise um sogar drei Grad an der Südwest-Küste, somit wird das regionale Aufquellen kalten Tiefenwassers zu gering wieder gegeben. Wenn auch in wenigen Modellen der Monsun überhaupt nicht zu erkennen ist, so zeigt der Großteil der Modelle ein monsunales Klima. Dennoch scheitern viele Modelle an der Wiedergabe eines Niederschlag-Dipols im Anomalie-Feld mit trockenen Bedingungen im Sahel und feuchten Bedingungen an der Küste, das mit einem Anomaliefeld von etwa $+1^{\circ}\text{C}$ im Golf von Guinea beobachtet wird. Wird hingegen den Atmosphärenmodellen das beobachtete SST-Muster als Ozean-Randbedingung gegeben, so kann der oben genannte Niederschlagstrend aus der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts durch die Modelle erfasst werden (Hoerling et al., 2006). An der wachsenden Vielzahl an Studien, die die Wiedergabe der interannualen Variabilität fokussieren oder an Sensitivitätsstudien einzelner Modelle, ist zu sehen, dass die Weiterentwicklung der Klimamodelle zur Fassung des beobachteten Klimas ein zentrales Interesse der internationalen Forschungsvorhaben ist (Rowell et al., 1995; Bader und Latif, 2003; Giannini et al., 2003; Haarsma et al., 2005; Kamga, 2005; Lu und Delworth, 2005).

Nicht zuletzt zeigen die aktuellen Arbeiten an der Entwicklung eines Erdsystem-Modells in Kooperation verschiedener Institute (z.B. auf europäischer Ebene: COSMOS - engl.: *Community Earth System Models*¹) das Bestreben, ein Modell aufzustellen, das die physikalischen und bio-geochemischen Wechselwirkungen der unterschiedlichsten Komponenten

¹<http://cosmos.enes.org/>

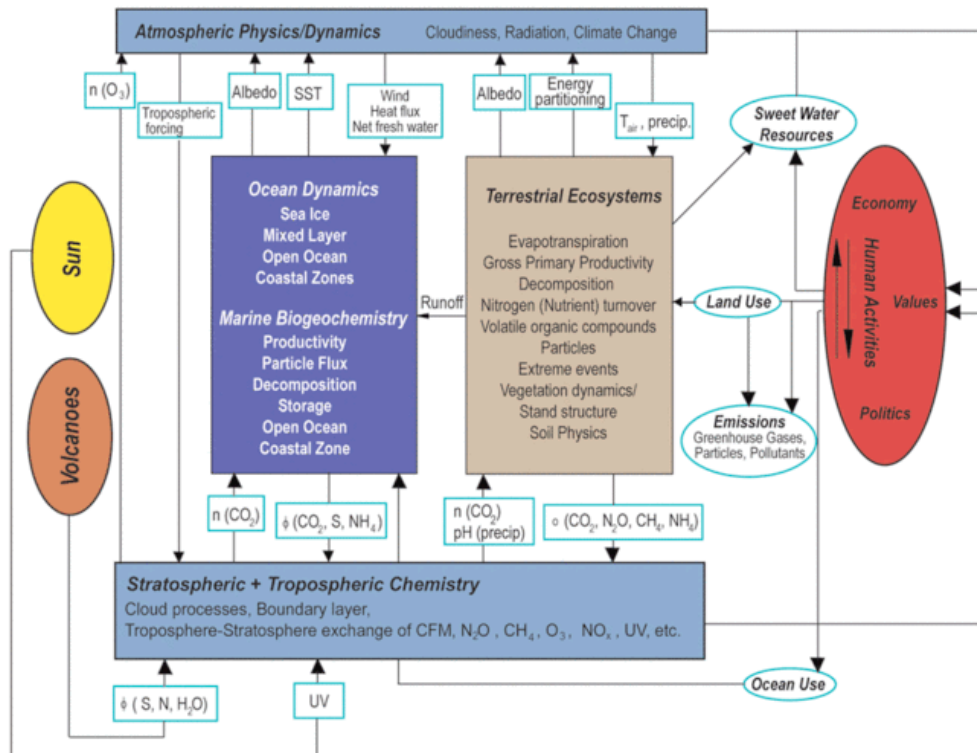


Abbildung 2.4: Schaubild über die wesentlichen Wechselwirkungen, die es in einem Erdsystem-Modell zu berücksichtigen gilt (Quelle: <http://cosmos.enes.org/>).

des Erdsystems berücksichtigt (Abb. 2.4). Dabei steigt die Komplexität schnell an, wenn weitere Subsysteme in einem GCM berücksichtigt werden sollen.

2.2.3 Globaler Klimawandel

Fasst man die Aussagen über die globalen Projektionen des vierten Sachstandsberichts des Intergovernmental Panel on Climate Change zusammen (Meehl et al., 2007), so kann bei dem weiteren, kontinuierlichen Ausstoß von Treibhausgasen nach den Angaben der SRES-Szenarien des IPCC für ein zukünftiges Klima pauschal von einer Erwärmung (Abb. 2.5 und 2.7) ausgegangen werden, die als Folge viele unterschiedliche Veränderungen im globalen Klimasystem im 21. Jahrhundert mit sich bringt, die sehr wahrscheinlich größer sein werden als die beobachteten Trends während des 20. Jahrhunderts. Die Vielfalt und Stärke dieser Auswirkungen auf Grund steigender Temperaturen ist eindrücklich in der

Zusammenfassung des IPCCs für Entscheidungsträger (engl.: *Summary for Policymaker*; Bernstein et al. (2007b)) aufgezeigt (Abb. 2.6).

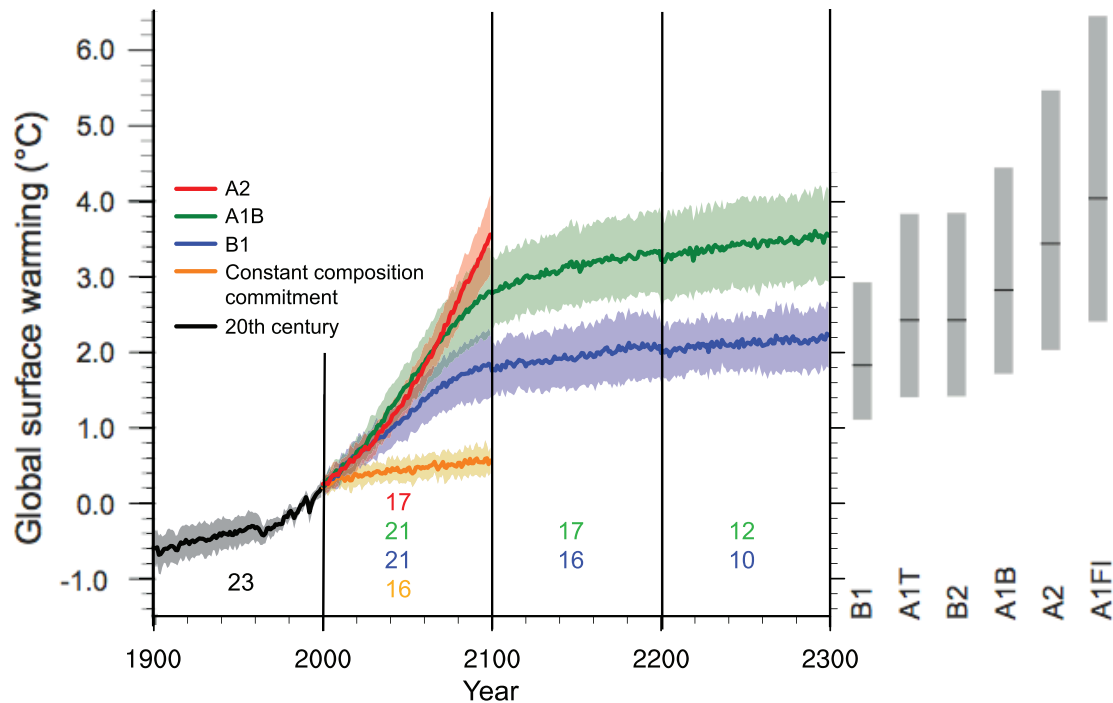


Abbildung 2.5: Verlauf der mittleren Temperaturentwicklung (Ensemblemittel) und deren Schwankungsbreite innerhalb des nächsten Jahrhunderts aus den SRES-Klimaprojektionen B1, A1B und A2 sowie die Projektionen bis 2300 bei konstantem Treibhausgasgehalt ab 2100 für die Szenarien A1B und B1 (Zusammengesetzt aus Meehl et al., 2007, Abb. 10.4 und Solomon et al., 2007a, Abb. SPM.5).

Da die Szenarien A1B, B1 und A2 für die nahe Zukunft (2011 bis 2030) recht dicht beieinander liegen, fallen die projizierten Temperaturanstiege für diesen Zeitraum recht ähnlich aus (Abb. 2.7; $+0.64^{\circ}\text{C}$ bis $+0.69^{\circ}\text{C}$, Vergleichsperiode: 1980-1999) und die Abweichung zwischen den Modellen ist gering (siehe Abb. 2.5; 0.05°C), wodurch der simulierte Temperaturanstieg als sicher angenommen werden kann. Die Wahl des Szenarios gewinnt erst für spätere Perioden immer mehr an Bedeutung. Zum Ende des 21. Jahrhunderts (2090-2099) liegen die mittleren, simulierten Temperaturanstiege deutlich weiter auseinander (Abb. 2.5) und die Unsicherheit - maßgeblich durch die Unsicherheiten in der Wechselwirkung des Kohlenstoffkreislaufes bedingt - nimmt zu (B2: $+2.4^{\circ}\text{C}$ ($+1.4^{\circ}\text{C}$ bis $+3.8^{\circ}\text{C}$); A1B: $+2.8^{\circ}\text{C}$ ($+1.7^{\circ}\text{C}$ bis $+4.4^{\circ}\text{C}$); A2: $+3.4^{\circ}\text{C}$ ($+2.0^{\circ}\text{C}$ bis $+5.4^{\circ}\text{C}$)).

Das dem Temperaturanstieg zugehörige geographische Muster (Abb. 2.7) zeigt keine homogene Verteilung, sondern eine um den Faktor zwei stärkere Erwärmung über Land sowie eine überdurchschnittliche Erwärmung innerhalb der hohen nördlichen Breiten. Hingegen fällt der Temperaturanstieg in den südlichen Ozeanen und dem Nordatlantik geringer aus. Mit dem Anstieg der mittleren Temperatur ist gleichzeitig auch ein Anstieg extremer Temperaturen, eine Intensivierung von Hitzeperioden und Dürren, eine Zunahme

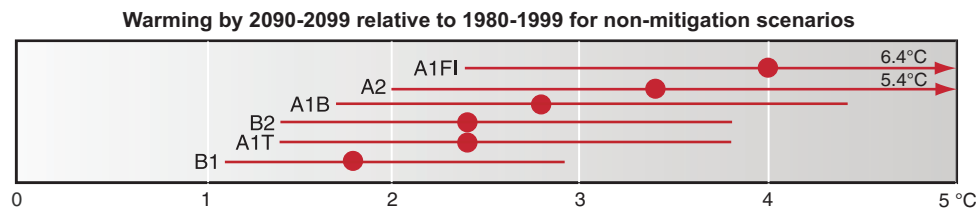
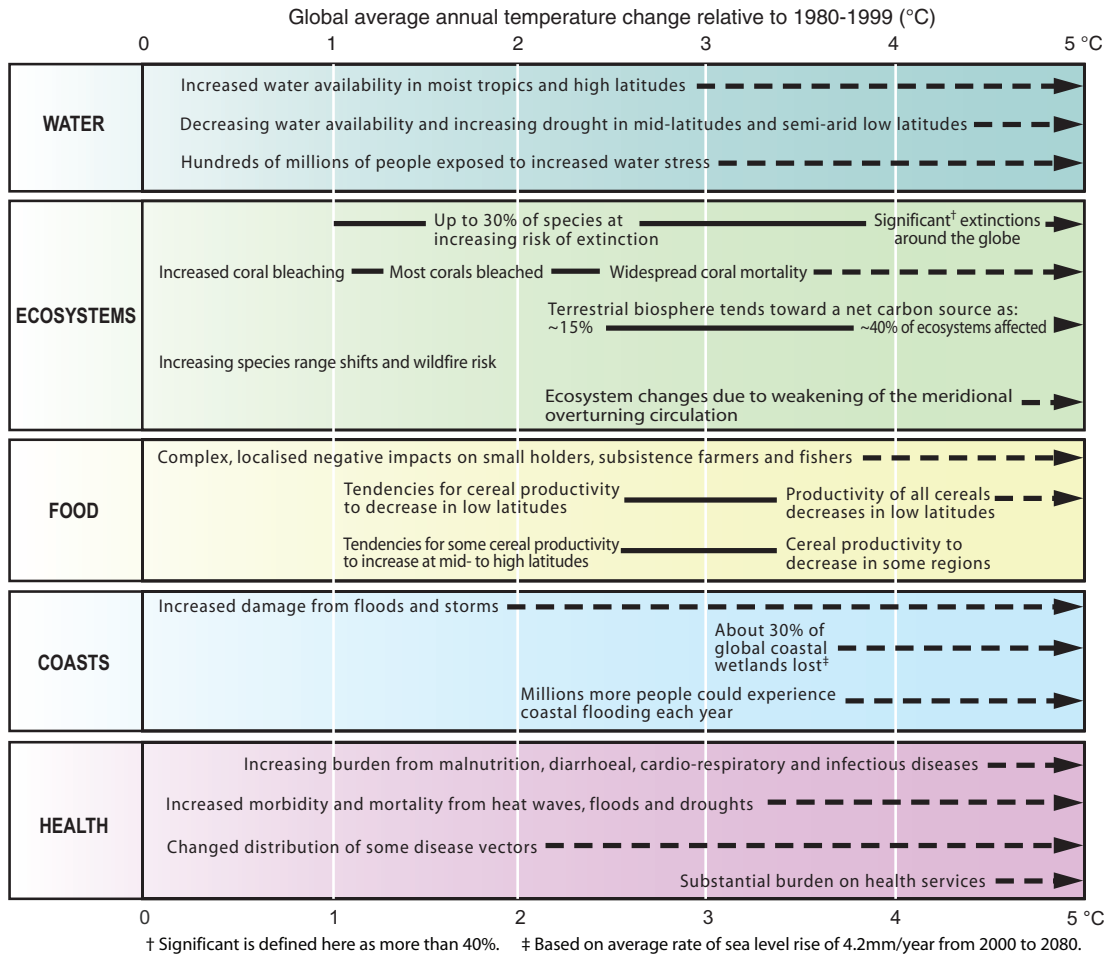


Abbildung 2.6: Zu erwartende Auswirkungen auf das Erdsystem bei unterschiedlichen Temperaturveränderungen auf Basis der SRES-Szenarien (Bernstein et al., 2007a, Abb. 7).

von Starkniederschlägen, ein Rückgang des See-Eises und der Gletscher sowie ein Anstieg des Meeresspiegels zu erwarten. Durch geänderte Meeresoberflächentemperaturen und eine Veränderung in der großskaligen Zirkulation (Walker-Zirkulation, Headley-Zirkulation) werden Veränderungen in den Monsun-Systemen eine weitere Folge sein, dabei wird insgesamt von einer zunehmenden Niederschlagsvariabilität (auf jährlicher und dekadischer Basis) ausgegangen.

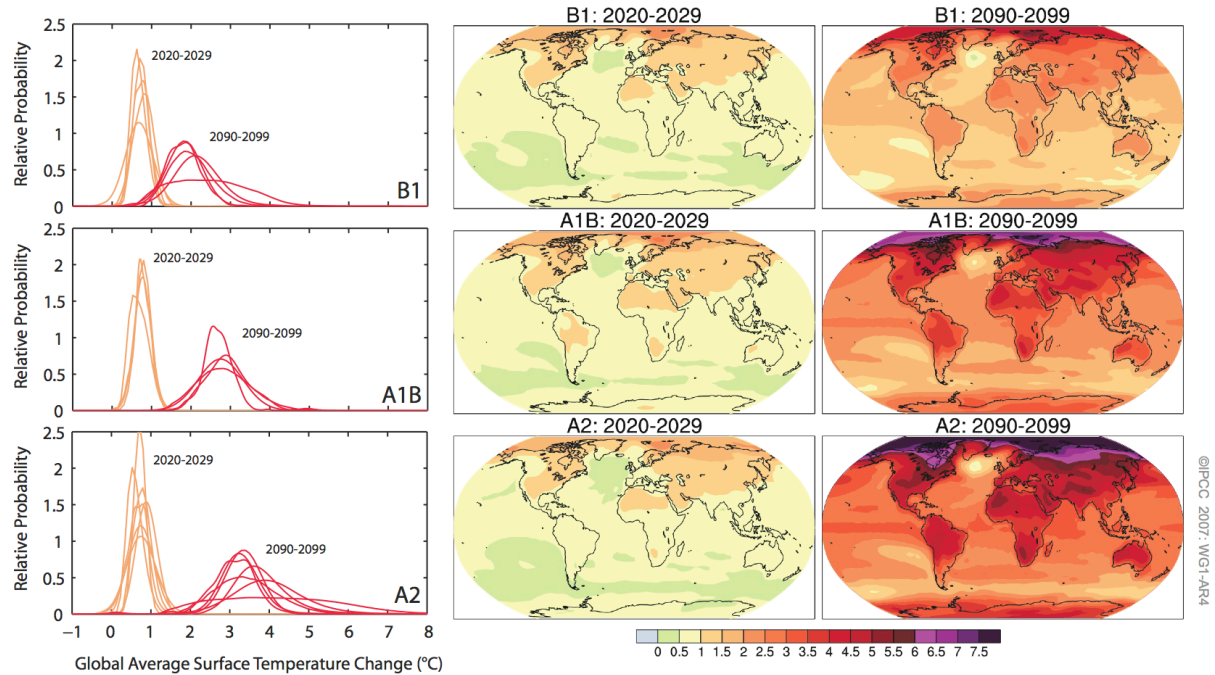


Abbildung 2.7: Projektionen des mittleren Temperaturanstiegs und dessen Eintrittswahrscheinlichkeit für zwei Zeitscheiben (2020-2029; 2090-2099) innerhalb des nächsten Jahrhunderts nach Vorgabe der SRES-Klimaszenarien B1, A1B und A2 (Solomon et al., 2007a; Abb. SPM.6).

Ein großer Unterschied zwischen dem aktuellen Sachstandsberichts des IPCC und dessen Vorgängerversionen ist, dass auf Grund der vielen Modelle und deren Ensemblemitgliedern die Unsicherheiten besser abgeschätzt und angegeben werden können. Damit reagiert der vierte Sachstandsbericht auf Kritikpunkte am TAR. Insbesondere ist diese Aussage für Entscheidungsträger wichtig, um die Inhalte des IPCC-4AR besser einschätzen und Handlungsempfehlungen aussprechen zu können (Bernstein et al., 2007a). Weiterhin liefern diese Unsicherheiten jedoch auch Ansatzpunkte für Kritiker, die der in den Fachkreisen vorherrschenden Meinung einer bevorstehenden Klimaveränderung widersprechen. Insbesondere zeigt die Spannbreite der Auswirkungen des Strahlungsantriebs (engl.: *radiative forcing*; Abb. 2.8) an Wolken, dass weitere Arbeiten notwendig sind, um die Rückkopplungseffekte besser verstehen und simulieren zu können. Zusätzlich zeigt das nach den einzelnen Komponenten aufgeschlüsselte *radiative Forcing*, dass insbesondere bei den kühlenden Effekten der Aerosole eine große Unsicherheit besteht (Abb. 2.9), die zur Kritik genutzt wird, den projizierten Trends der Erwärmung zu widersprechen. Ein aktueller Übersichtsartikel (Rosenfeld et al., 2008) zeigt die Herausforderungen, die Effekte an Aerosolen zu verstehen und durch Modelle beschreiben zu können.

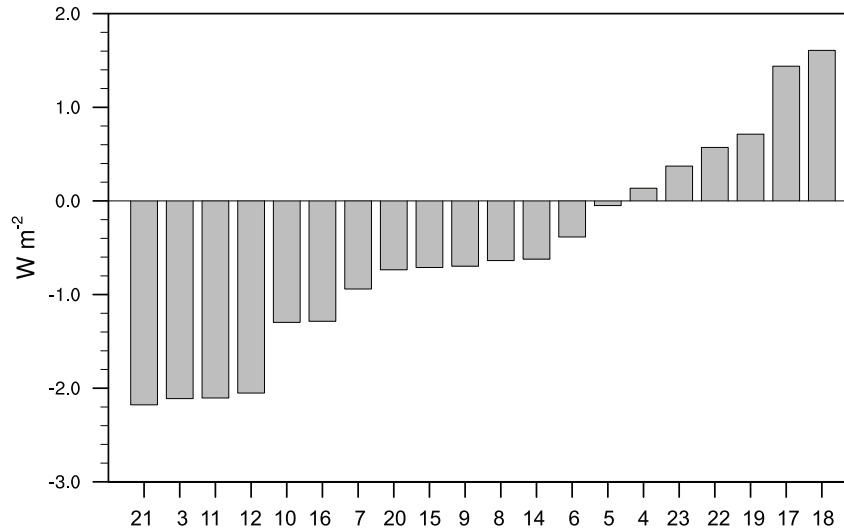


Abbildung 2.8: Variabilität innerhalb der Ensemblemitglieder in der Wiedergabe des zukünftigen (SRES-A1B; 2080-2099) Strahlungsantriebs durch Wolken (Meehl et al., 2007; Abb. 10.11). Die einzelnen Trends des Strahlungsantriebs [$W m^{-2}$] sind aufsteigend sortiert, die Namen der Modelle zu den einzelnen Nummern sind zu finden unter Tabelle 10.4 in Meehl et al. (2007). ECHAM5/OM1 ist die Nummer 8 zugeordnet.

2.2.4 Lokaler Klimawandel

Es gilt als sehr wahrscheinlich, dass in diesem Jahrhundert die Temperaturen in Afrika ansteigen werden, wobei dieser Temperaturtrend stärker als der des globalen Mittels ist (Abb. 2.7 und vgl. mit Abb. 2.10). Regional unterscheiden sich die Erwärmungen in Afrika derart, dass die trockenen subtropischen Regionen bei diesem Anstieg stärker von Veränderungen betroffen sein werden als die feuchteren Tropen.

Während die Aussagen über den Anstieg der Temperaturen als recht zuverlässig eingestuft werden, fällt die Sicherheit über einen Trend des Monsun-Niederschlags recht gering aus (Abb. 2.10). Die Unsicherheiten über die Abschätzung des mittleren Trends aus allen Ensemble-Mitgliedern ist in Form der Anzahl der Modelle gegeben, die das gleiche Vorzeichen des Trends simulieren. Bezogen auf die Untersuchungsregion dieser Arbeit bedeutet das, dass mit etwa 8 bis 13 Modellen die Übereinstimmung bei nur etwa 50% liegt, wodurch die Aussage als eher unsicher eingestuft werden kann. Dennoch gibt es durch diese Form der Abbildung keine Information, wie stark die Abweichungen zwischen den einzelnen Modellen untereinander sind und es kann der Eindruck einer großen Unsicherheit in den Projektionen erweckt werden, wobei das Mittel der Modelle insbesondere auf Jahresbasis und für Juni bis August nahezu keinen Trend vorhersagt. Im Gegenzug kann jedoch festgestellt werden, dass für den Norden Westafrikas einheitlich ein Rückgang des Niederschlags projiziert wird. Ähnlich sicher werden rückläufige Niederschlagssummen für Südafrika für ein zukünftiges Klima projiziert (Abb. 2.10).

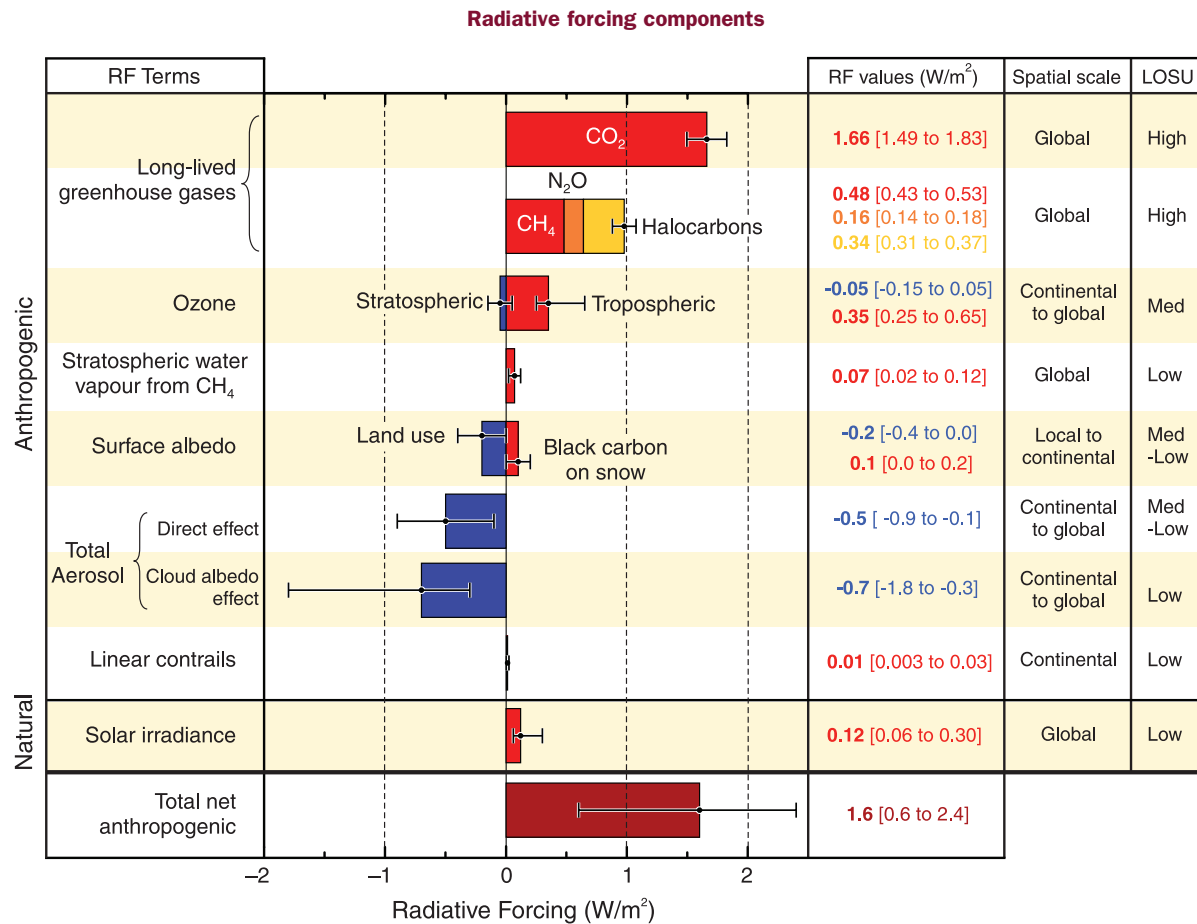


Abbildung 2.9: Global gemittelter Strahlungsantrieb für das Jahr 2005 in Bezug zu den Werten von 1750 für CO₂, CH₄, N₂O und weitere wichtige Komponenten, deren räumliche Auswirkung und das Niveau des wissenschaftlichen Kenntnisstandes (engl.: *Level Of Scientific Understanding*, LOSU; Bernstein et al., 2007b; Abb. 2.4).

Signifikante, systematische Fehler (zu starke Niederschläge im Süden Afrikas, eine Süd - Verschiebung der Atlantik-ITCZ, unzureichendes Aufquellen vor der Westküste Afrikas) erschweren es, die Konsequenzen aus dem simulierten Klimasignal zu interpretieren. Zusätzlich fehlt den Ergebnissen vieler Klimamodelle die Glaubwürdigkeit, wenn sie die beobachtete, dekadische Variabilität des Niederschlags im Sahel während des 20. Jahrhunderts nicht erfassen. Parallel existiert eine Unsicherheit über den Trend der Kohlenstoff-Aerosole. Auch die damit verbundenen Wolkenprozesse sind aktuell noch unzureichend in den Klimamodellen berücksichtigt. Eine fehlende interaktive Kopplung der Atmosphäre an die Biosphäre zur Berücksichtigung der dynamischen Veränderungen in der Vegetation und deren amplifizierende Wirkung auf das Klima ist ebenso nicht berücksichtigt wie mögliche Veränderungen in der Landnutzung, die zu einem weiten Projektions-Spektrum innerhalb der Vertreter unter den Klimamodellen führen. So gilt es nach Aussage des IPCC-4AR als unklar, wie sich der Niederschlag im Bereich zwischen Sahel und Guinea Küste entwickeln

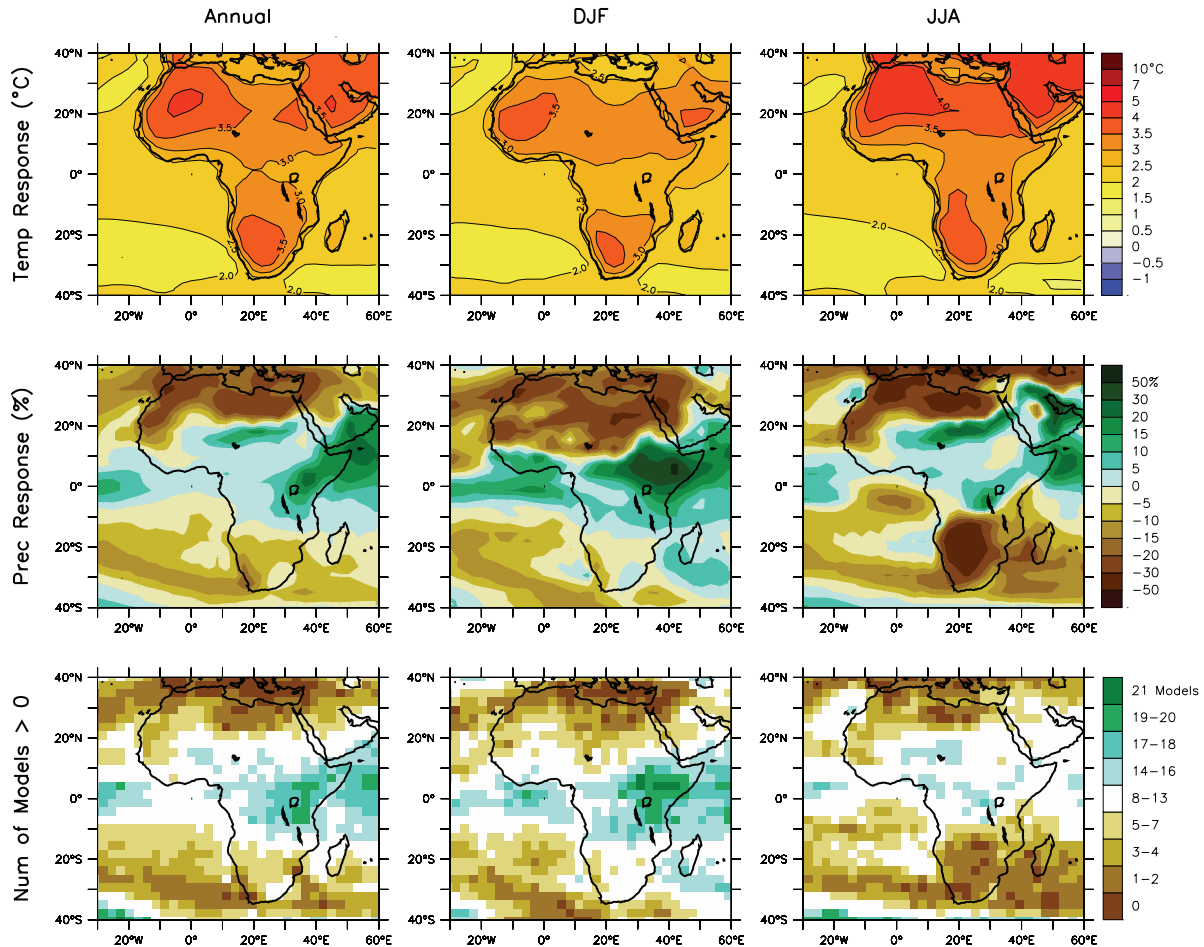


Abbildung 2.10: Mittlere SRES-A1B Klimaprojektion (2080-2099) für Afrika des IPCC-4AR (Christensen et al., 2007; Abb. 11.2). Der Temperatur- (oben) und Niederschlagstrend (Mitte) sowie dessen Übereinstimmung innerhalb aller Ensemble-Mitglieder (unten) ist als Jahresmittel (linke Spalte) und dreimonatiges Winter- (Dezember bis Februar, mittlere Spalte) bzw. Sommermittel (Juni bis August, rechte Spalte) getrennt aufgeführt.

wird. Ebenso existieren bis heute nur sehr wenige exemplarische Regionalmodell-Studien (Paeth et al., 2005; Vizy und Cook, 2002) oder empirische Arbeiten via *Downscaling* (Hewitson und Crane, 2005) zur Simulation eines zukünftigen Klimas in Afrika, die detailliertere Informationen über die räumlichen Muster von Klimaprojektionen zur Verfügung stellen.

Zusammengefasst bestätigen die aktuellen Ergebnisse der Klimaforschung, dass die Notwendigkeit einer globalen Klima-System-Perspektive besteht, die die Ursachen der Veränderungen in der Niederschlagscharakteristik in Afrika und deren umweltpolitischen Konsequenzen fasst. Darin sollten von der lokalen Landnutzung und Landbedeckung, der Entwicklung des Kontinents bis hin zur globalen Verteilung der Ozeantemperaturen alle Skalen berücksichtigt werden - denen allesamt eine natürliche Variabilität unterliegt, als auch die-

se durch anthropogene Emissionen durch die Industriestaaten des Nordens beeinflusst sind (Giannini et al., 2008). Es ist zu hoffen, dass Anpassungs-Strategien gefunden werden, um die existierenden Probleme zu lösen und auf die zu erwartenden Veränderungen eingestellt zu sein. Genau an diesen Punkten setzen IMPETUS (Kap. 2.3) und diese Arbeit an.

2.3 IMPETUS

Das integrative Management-Projekt für einen effizienten und tragfähigen Umgang mit Süßwasser in Westafrika (IMPETUS) untersucht seit Mitte 2000 die wesentlichen Aspekte des Wasserkreislaufs auf der Basis zweier Flusseinzugsgebiete in Nordwest- und Westafrika: dem Wadi Drâa im Südosten Marokkos und dem Ouémé-Fluss in Benin. IMPETUS ist ein Vertreter der durch das BMBF im Rahmen von GLOWA (Globaler Wasserkreislauf) geförderten Projekte, deren Aufgabe es ist, integrierte Strategien für eine nachhaltige und vorausschauende Bewirtschaftung von Wasser und Gewässern im regionalen Maßstab zu entwickeln.

Mit Hilfe eines interdisziplinären Ansatz ist es das Ziel, den Partnerländern ein nachhaltiges Management der knappen Ressource Wasser zu ermöglichen. In einem dreistufigen Projektansatz werden zunächst essentielle Daten zum Prozessverständnis erhoben (erste Phase: 2000-2003), die aufgestellten Beziehungen durch Modelle gefasst, Problemkomplexe identifiziert und Prognosen für definierte Zieljahre in der nahen Zukunft simuliert (zweite Phase: 2003-2006). In der anschließenden dritten Phase (2006-2009) wird mit Hilfe von speziell für die Untersuchungsregion entwickelten und angepassten Informations-Systemen (IS) und räumlichen Entscheidungs-Unterstützungssystemen (SDSS) im Dialog mit den Entscheidungsträgern vor Ort eine Lösung zum effizienten Wassermanagement und der Ernährungssicherheit gefunden.

Im Rahmen der zweiten Projektphase, in der die Wiedergabe des aktuellen und die Projektion eines zukünftigen Klimas mit Hilfe von Modellen im Vordergrund steht, findet diese Arbeit ihre Anwendung. Durch die Entwicklung einer viergliedrigen Modellkette ECHAM - REMO - LM - FOOT3dK (Regional Modell: Jacob, 2001; Jacob et al., 2001; Lokal Modell: Doms und Schättler, 1999; FOOT3dK, engl.: *Flow Over Orographicaly structured Terrain, 3-dimensional, Köln Version*: Sogalla et al., 2006) werden die großskaligen Informationen des globalen Modells ECHAM auf die Untersuchungsregionen hinunter skaliert und mit Hilfe eines statistisch-dynamischen Ansatzes werden Aussagen für ein zukünftiges regionales Klima rekombiniert. Dieser Ansatz scheint passend, um die hochkomplexe Skaleninteraktivität durch eine hierarchische Modellkette zu fassen und alle wichtigen Schlüsselfaktoren von der globalen zur lokalen Skala zu berücksichtigen. Zusätzlich werden diese Simulationen des gegenwärtigen Klimas genutzt, um eine jahreszeitliche Monsunvorhersage über beobachtete und vorhergesagte SST mit Hilfe des regionalen Modells REMO (Paeth et al., 2006) zu starten.

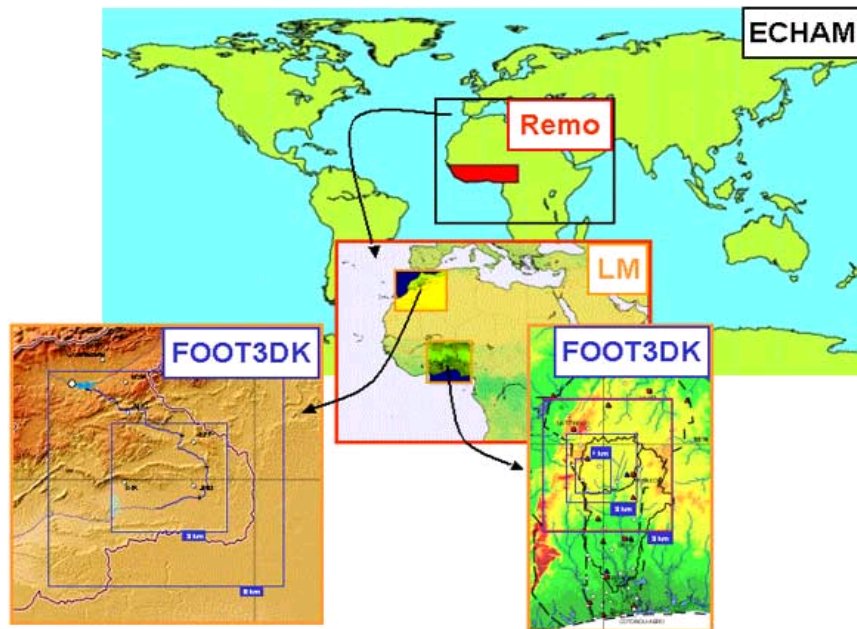


Abbildung 2.11: Vierstufige Modellkette zum statistisch-dynamischen Downscaling in IMPETUS

Somit obliegt den Ergebnissen der ECHAM Szenarienläufe ein hoher Grad an Bedeutung, da sie in IMPETUS sowohl am Anfang dieser (statistisch-) dynamischen, meteorologischen Modellkette stehen als auch als Eingabedaten diverser Modelle anderer Fachdisziplinen genutzt werden können.

2.4 Ziel der Arbeit

Die Rückkopplung der Vegetation auf das Klima gilt als wesentlich und wichtig, jedoch ist diese Rückkopplung noch nicht in den aktuellen Klimaprojektionen des IPCC-4AR berücksichtigt worden und offene Fragen über die Amplifizierung eines Klimasignals durch die Veränderung der Vegetation sind noch nicht ausreichend beantwortet.

Da die Kopplung des Vegetationsmodells SVege (engl.: *Simple Vegetation*; Zeng et al., 1999) mit ECHAM4 eine verbesserte Wiedergabe der dekadischen Variabilität (Abb. 2.12) des Niederschlags zeigt (Schnitzler et al., 2001) und insbesondere das Wissen über mögliche Veränderungen in dieser Variabilität von zentralem Interesse für die Menschen in Westafrika und somit auch für IMPETUS ist, sind Klimaprojektionen mit berücksichtigter Vegetation erstrebenswert.

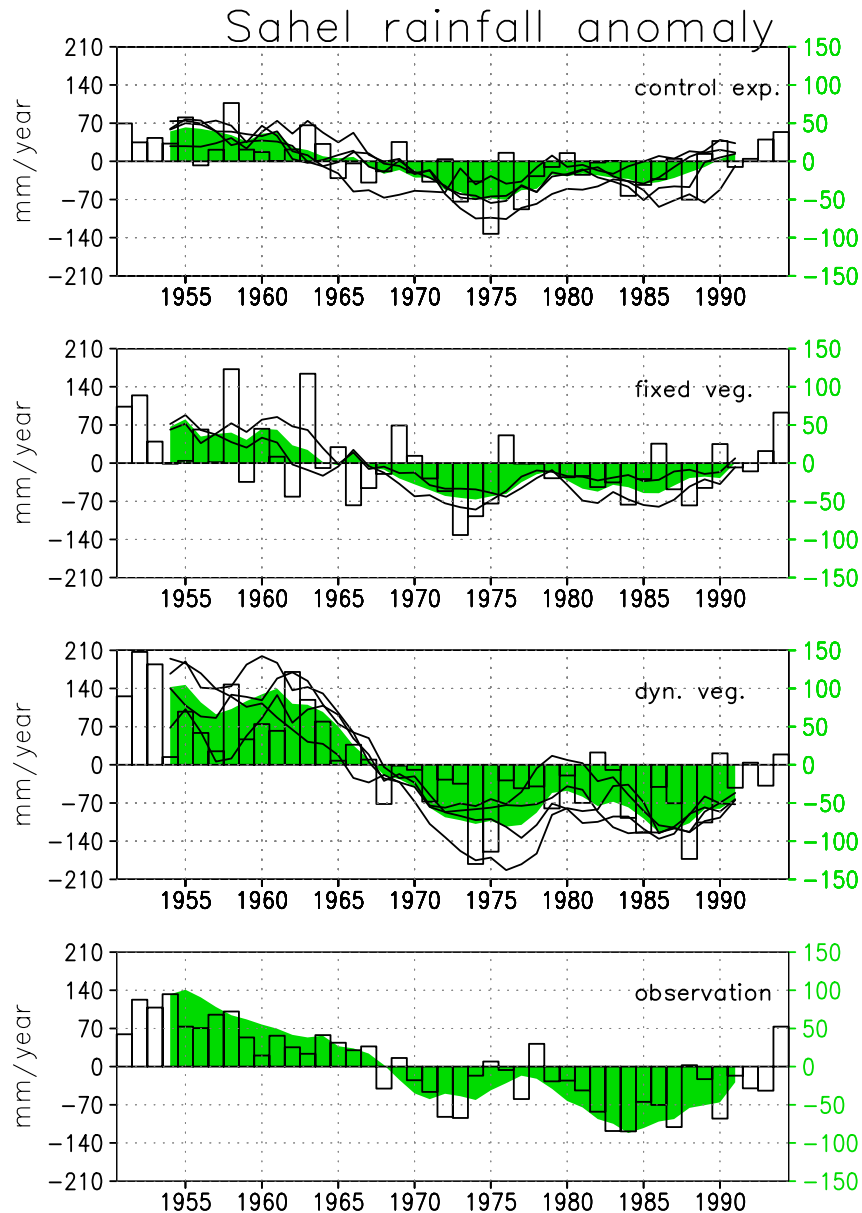


Abbildung 2.12: Sahel Niederschlagsanomalien (Bezugszeitraum 1951 bis 1994). Weiße Säulen: Jährliches Mittel (linke Achse). Schattierte Zeitreihe: siebenjähriges gleitendes Mittel des Ensembles. Linien: siebenjähriges gleitendes Mittel der einzelnen Realisierungen (rechte Achse; Schnitzler et al., 2001; Abb. 1).

Neben der technischen Herausforderung, dieses Vegetationsmodell in die Standard-Version von ECHAM5 zu implementieren und auf diversen Rechenanlagen (Universität zu Köln: ZAIK/RRZK: Zentrum für Angewandte Informatik der Universität zu Köln / Regionales Rechenzentrum der Universität zu Köln; IGMK: Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln; DKRZ: Deutsches Klimarechenzentrum, Hamburg) zu transfe-

rieren und betreiben, ist es das Ziel dieser Arbeit, die Unterschiede in der Wiedergabe des aktuellen Klimas bei berücksichtigter Vegetation im Vergleich zur Standardversion zu analysieren.

Den Hauptanteil dieser Arbeit bildet die meteorologische Diagnose in der Wiedergabe der physikalischen Prozesse. Dabei stehen die simulierten und projizierten Niederschlagsmengen und -verteilungen sowie der großskalige Zusammenhang der Niederschlagsanomalien zu der SST und der Zirkulation im Vordergrund. Einerseits werden klimatologische Werte der Beobachtungen mit den Modellergebnissen verglichen. Andererseits ermöglicht die Trennung von feuchten und trockenen Jahren über einen standardisierten Niederschlagsindex die Analyse von Komposit-Studien, die Aussagen über den Zusammenhang und dessen Wiedergabe durch das Klimamodell ECHAM5 zwischen Position der ITCZ, zur Lage und Stärke des AEJ, der SST und dem Niederschlag erlauben.

Schließlich werden die Ergebnisse der zukünftigen Veränderungen in den Kontext des MMD des IPCC gestellt.

Kapitel 3

Das Klimamodell ECHAM5

Die fünfte Generation des allgemeinen atmosphärischen Zirkulationsmodells (ECHAM5) ist am MPI-M (Hamburg) entwickelt worden und basiert ursprünglich auf dem spektralen Wetter-Vorhersagemodell des ECMWF's (European Centre for Medium Range Weather Forecast, Simmons et al. (1989), cycle 36 (von 1989)). Die Kombination aus beidem (ECHAM) bestimmt die Namensgebung des Klimamodells.

Die wesentlichen Veränderungen zur Vorgänger Version (ECHAM4, Roeckner et al., 1996b) können in vier Hauptkategorien zusammengefasst werden (Roeckner et al., 2003):

- Neue Formulierungen: Advektionsschema für positiv definite Werte; langwellige Strahlungsprozesse; Parametrisierung der Wolkenbedeckung; Trennung von Wolkenwasser und Wolkeneis; subskalige Wolkenprozesse; kleinskalige orographische Effekte
- Wesentliche Änderungen: Oberflächenprozesse und Oberflächendatensatz
- Kleinere Änderungen: Kurzwelliges Strahlungsschema; vertikale Diffusion; Cumulus Konvektion; Orbit Berechnungen
- Technische Änderungen: Fortran 95; einfachere Übertragung auf unterschiedliche Computer-Architekturen; parallelisiert

Diese Änderungen beziehen sich in ihrer Klassifizierung auf die Verbesserung und Eingriffe in die ursprüngliche Version des Quellcodes. Dennoch bedeuten *kleine* Änderungen, wie die Verdopplung der spektralen Intervalle bei der Berechnung der kurzwelligen Strahlung, signifikante Veränderungen in den simulierten Daten.

Änderungen in den physikalischen Formulierungen:

Für die positiv definiten Variablen Wasserdampf, Wolkenwasser und chemische Spurengase wird das Advektionsschema von Lin und Rood (1996) benutzt, das die Vorteile eines massenkonservativen und formerhaltenden Transports gewährt. Das neue langwellige Strahlungsschema RRTM (engl.: *Rapid Radiative Transfer Model*; Mlawer et al., 1997) approximiert auf zwei Strahlungsbändern die langwelligen Strahlungsprozesse und berücksichtigt nun 16 anstatt 6 Bänder, die jeweils deutlich performanter berechnet werden können (linear und nicht quadratisch mit der Anzahl vertikaler Schichten (ECHAM4)). Das Strahlungsschema zur Berechnung der solaren Strahlung wurde von zwei auf vier Strahlungsbänder ausgeweitet. Soll ECHAM5 zur Beantwortung paläo-klimatologischer Aspekte herangezogen werden, so können Veränderungen orbitaler Konstellationen mit der Zeit unter Erfüllung der Kepler-Gesetze mit berücksichtigt werden.

Ozon wird selbst in der Standardversion (ohne Chemiemodul) durch die Einbindung von vorgeschriebenen, räumlich aufgelösten Monatsmittelwerten (Fortuin und Kelder, 1998) berücksichtigt.

Eine neue Parametrisierung stratiformer Wolken wurde für ECHAM5 entwickelt (Lohmann und Roeckner, 1996). Diese beinhaltet prognostische Gleichungen für den flüssigen Wassergehalt, das Wolkeneis und höhere Momente des totalen Wolkenwassergehalts. Die Wolkenmikrophysik beinhaltet die Regenbildung durch Koaleszenz-Prozesse (autoconversion, cloud-collection durch Regen und Schnee), Aggregation von Eiskristallen, Sublimation/Evaporation fallenden Niederschlags (Schnee und Regen) sowie die Zustandsänderungen zwischen Wasser und Eis. Bedeckungsgrade kleiner 8/8 werden durch eine Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion nach Tompkins (2002) für den totalen Wolkenwassergehalt wiedergegeben, die auf Untersuchungen mit einem Wolkenmodell beruhen. Dabei werden Varianz und Schiefe der PDF durch die Intensität kleinskaliger Prozesse wie Turbulenz und Konvektion bestimmt.

Ein implizites Schema (Schulz et al., 2001) steht zum Austausch von Boden und Atmosphäre zur Verfügung. Ebenso wird der Wärmetransport durch ein implizites Schema bestimmt und im Falle von Schnee wird dessen Oberkante als Oberkante des Bodenmodells gesetzt und die Wärmeleitung entsprechend berechnet.

ECHAM5 ist um ein prognostisches Schneemodell erweitert worden, das die Veränderungen einer Schneeschicht durch Schneefall, -schmelze, Sublimation und die durch Wind getriebene Verlagerung von Schnee berücksichtigt (Roesch et al., 2002). Diese Werte fließen direkt in die Berechnung der Albedo ein. Unter Berücksichtigung der Temperatur wird ein spezifischer Wert für die Albedo ermittelt, aus der zusammen mit der Hangneigung, Schneetiefe am Boden, Schneebedeckung des Bodens und des Bewuchs sowie dem Waldanteil und der Hintergrundalbedo eine raum-zeitliche Albedo für jede Gitterbox bestimmt wird (Roesch et al., 2002).

Ein einfaches Seen-Modell berechnet die Temperatur *großer* Gewässer (z. B. Gitterboxen mit einem Anteil der Landfläche kleiner als 50%). Dabei sind diese Gewässer entweder komplett eisfrei oder zugefroren. Die Dicke der Eisschicht wird mit Hilfe eines einfachen thermodynamischen Modells bestimmt, das die Berücksichtigung einer Schneebedeckung beinhaltet.

Die Strahlungsbilanz am Boden, die Bodenfeuchte und der Impuls werden für Wasser und Eis separat berechnet.

Das Schema zur Wiedergabe orographischer Effekte auf Skalen kleiner als die Modellauflösung (engl.: *subgrid-scale processes*) wurde ausgetauscht und durch die Lösungen von Lott und Miller (1997) und Lott (1999) ersetzt.

Aus einem globalen, 1 km - aufgelösten Datensatz wurde ein neuer Bodendatensatz für ECHAM5 aggregiert, der den Vegetationsanteil, den Blattflächenindex (engl.: *Leaf Area Index*, LAI) und die Hintergrundalbedo beinhaltet (Hagemann, 2002).

ECHAM5 kann in unterschiedlichen vertikalen und horizontalen Auflösungen betrieben werden. Dabei reicht die Modellobergrenze bis 10 hPa bzw. 0.01 hPa in der Version zur Berücksichtigung der mittleren Atmosphäre. Die Standard-Konfiguration sieht eine Auflösung von 19 (L19) oder 31 Schichten (L31) vor. Die horizontale Genauigkeit reicht von T21 bis T159. Roeckner et al. (2004) widmet sich dem Informations- und Genauigkeitsgewinn / -verlust beim Einsatz unterschiedlicher Auflösungen bei unterschiedlichen Zielsetzungen. Großskalige Prozesse, wie beispielsweise die Monsunzirkulation, werden insbesondere durch die Erhöhung der Anzahl vertikaler Schichten besser wieder gegeben. Somit steht durch beschränkte Computerressourcen und die Fragestellung dieser Arbeit die Erhöhung der vertikalen Auflösung im Vordergrund. Mit dem Hintergrund einer optimal wieder gegebenen Monsunzirkulation wird das Modell in dieser Studie in einer Auflösung von T42L31 betrieben.

Die hier aufgezeigten Veränderungen zwischen ECHAM5 und seiner Vorgängerversion zeigen deutlich, dass eine Verbesserung im Strahlungsschema und in der Simulation von Bodenprozessen angestrebt werden. ECHAM5 verfügt in seiner Standard-Version über keine dynamische Vegetations-Simulation. JSBACH (engl.: *Jena Scheme for Atmosphere Biosphere Coupling, Hamburg*) stellt eine mächtige Erweiterung zur Standardversion ECHAM5 dar, in der die Modellierung der Biosphäre um Module zur Berücksichtigung des CO₂-Kreislaufs, ein dynamisches Vegetationsmodul (mit der interaktiven Modellierung des Blattflächenindex, der Albedo und der Transpiration) und ein Abflussmodell zur Bestimmung des Bodenwassers in unterschiedlichen Tiefen komplementiert wird.

Kapitel 4

Das Simple Vegetationsmodell SVege

Das Vegetationsmodell SVege (engl.: *Simple Vegetation*, Zeng et al., 1999; Schnitzler et al., 2001) beschreibt im Wesentlichen die Veränderung des Blattflächenindex und des Bedeckungsgrades über eine normalisierte Vegetationsveränderung (dV/dt), die durch das pflanzenverfügbare Bodenwasser (w) bestimmt wird.

$$\frac{dV}{dt} = \frac{w}{\tau} * \left(1 - e^{-k*LAI} - \frac{V}{\tau} \right) \quad (4.1)$$

Dabei beschreibt $k = 0.5$ einen Extinktions-Koeffizienten und $\tau = 1$ Monat beschreibt die Antwortzeit der Vegetation. V nimmt Werte des Intervalls $]0, 1[$ an und es wird angenommen, dass der Blattflächenindex proportional zu V ist:

$$LAI = LAI_{max} * V; \quad \text{mit : } LAI_{max} = 8.4m^2/m^2 \quad (4.2)$$

Der partielle Bedeckungsgrad wird über eine empirische Beziehung nach Monteith und Unsworth (1990) berechnet, die einen konsistenten Zusammenhang mit dem LAI gewährleistet:

$$C_v = 1 - e^{-0.3*LAI} \quad (4.3)$$

Neben der Modifizierung der Evapotranspiration durch Gleichung 4.1 und Gleichung 4.2 wird die Bodenalbedo (A) über den dynamisch berechneten LAI direkt verändert:

$$A = 0.48 - 0.4 * (1 - e^{-k*LAI}) \quad (4.4)$$

Unter diesen Annahmen kann die Albedo bei maximalem Bedeckungsgrad ($V = 1$), was etwa einem tropischen Regenwald entspricht, einen Wert von 0.08 annehmen und das Maximum der Albedo (0.48) wird bei minimalem Bedeckungsgrad ($V = 0$, Wüste) erreicht (Pinty et al., 2000). Mit diesen Grenzwerten gleicht die hier verwendete Version der von

Schnitzler et al. (2001) und liegt mit den Maxima etwas höher als die Grenzwerte von Zeng et al. (1999).

Aus dem Ansatz dieses Bodenmodells wird schnell ersichtlich, dass es nur in Regionen, deren Vegetation in erster Linie von der Menge des pflanzenverfügbaren Wassers abhängt, Verwendung finden kann. Einflussfaktoren wie zum Beispiel die Temperatur finden in diesem Ansatz keine Berücksichtigung bei der Berechnung des LAI's oder der Albedo und somit können boreale Regionen durch dieses Modell nicht beschrieben werden. Deshalb ist der Einsatz auf den tropischen Bereich von 40°N bis 40°S limitiert.

Damit die Verbesserungen durch Verwendung eines neuen Bodendatensatzes in ECHAM5 durch den oben beschriebenen, einfachen Ansatz nicht zerstört werden und beispielsweise Wüstengebiete mit unterschiedlichem Gestein eine gleiche Albedo zugeordnet bekommen, greift das Vegetationsmodell nur auf Gitterboxen zu, sofern diese einen Pflanzenbedeckungsgrad von mehr als 15% haben (Abb. 4.1). Die aus dem Ensemble-Mittel der drei AMIP-Simulationen (1960 bis 1999) berechnete Standardabweichung, basierend auf den Monatsmitteln der Albedo, zeigt deutlich die Übergangsregionen, in denen sich im Laufe des Jahres die Vegetation auf Grund von Niederschlag verändert. Die Bereiche im südlichen Sahel sind natürlich ebenfalls von einer variierenden Vegetation betroffen, doch da der Pflanzenbedeckungsgrad dort unter 15% liegt, werden diese Gebiete im Modell nicht erfasst und somit sind diese ausgeblendet.

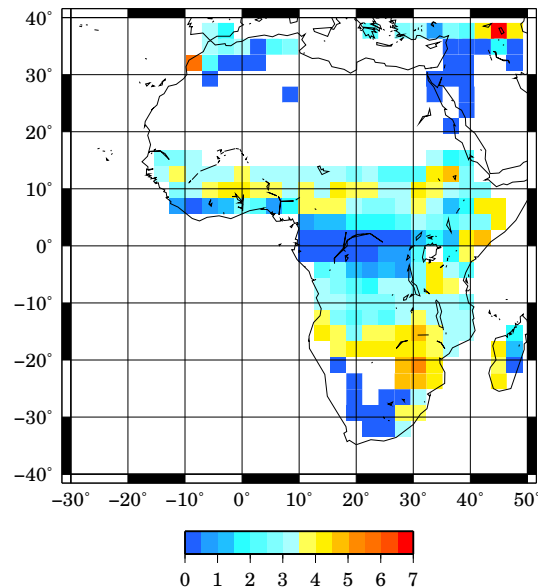


Abbildung 4.1: Die markierten Bereiche beschreiben die Gebiete, in denen der Bedeckungsgrad größer 15% ist und SVege eine interaktive Vegetation simuliert. Die Werte zeigen die Standardabweichung (in %) der Albedo für das Ensemblemittel der drei AMIP2 Simulationen.

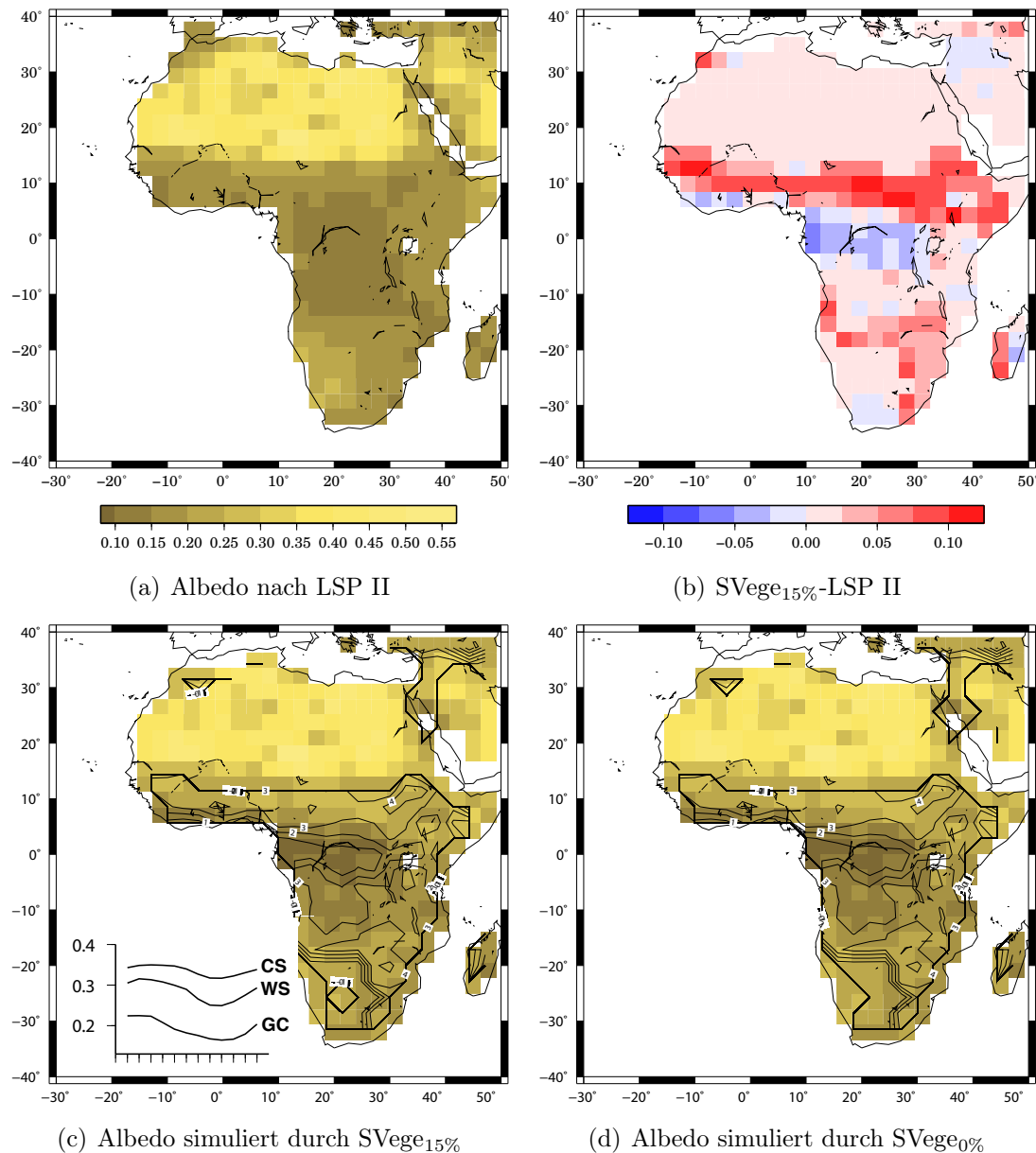


Abbildung 4.2: Den Simulationen in ECHAM5 zugrunde liegende Albedo (Schattierung) und deren Standardabweichung auf Monatsbasis (Isolinien) bei Verwendung des LSP II-Datensatzes (oben) und bei interaktiv gekoppeltem Vegetationsmodell SVege (unten) für Regionen mit einer Vegetationsbedeckung größer als 15% (links) sowie dessen klimatologischer Jahresgang (siehe Abb. 2.3(a)) und bei Verwendung von SVege an allen Gitterpunkten zwischen 40°N bis 40°S (rechts).

Durch diesen Ansatz gelingt es, im Modell einen Jahresgang der Albedo zu generieren (Abb. 4.2(c)), der mit einer eingebauten verzögerten Antwortzeit (ein Monat) dem Jahresgang des Niederschlags folgt. Parallel zu diesem Jahresgang ist der jährliche Zyklus der Albedo im Bereich der Küstenregion deutlich stärker ausgeprägt als im Landesinneren

(Abb. 4.2(c)), dieses kommt nicht zuletzt durch den Einsatz von SVege an nur wenigen Gitterboxen im Sahel zu Stande. Der geringe Unterschied zwischen der mittleren simulierten Albedo (Abb. 4.2(c)) und der konstant vorgeschriebenen Albedo (Abb. 4.2(a)) zeigt, dass durch den Einsatz von SVege der klimatologische Wert der Albedo weiterhin erhalten bleibt.

Vergleiche zwischen der Standardimplementierung von SVege (SVege_{0%}) und der hier vorgestellten und im folgenden verwendeten Version (SVege_{15%}) zeigen im klimatologischen Mittel kaum Unterschiede. So liegt die Differenz der Albedo im Mittel bei Werten um etwa 10^{-6} . Die Differenz in der Standardabweichung (aus Monatsmittelwerten) liegt bei ebenso geringen Werten. Es ist an dieser Stelle hervorzuheben, dass die hier genannten Unterschiede zwischen den SVege-Versionen auf drei Ensemble Mitgliedern der SVege_{15%}-Version und nur einer Realisierung der SVege_{0%}-Version basieren. Dennoch ist bei den hier auftretenden geringen Unterschieden davon auszugehen, dass ein Vergleich zweier gleich starker Ensemble das Ergebnis kaum verändern würde. Auf Grund der geringen Abweichungen untereinander, sollte davon auszugehen sein, dass keine (nicht signifikante) Qualitätsunterschiede in den Integrationen auftreten, die von der Wahl dieser beiden Vegetations-Versionen abhängen. Somit wird der intuitive Ansatz gewählt, die simple Vegetationsmodellierung dort auszublenden, wo kaum Vegetation vorhanden ist und es wird auf die Standard Bodenparameter zurück gegriffen.

Kapitel 5

Daten

Diverse Datensätze liegen den Untersuchungen dieser Arbeit zu Grunde, die entweder als Randbedingung für den Antrieb des Klimamodells oder als Validierungsdatsatz der Simulationsergebnisse genutzt werden. Grundlegend unterscheiden sich die vorgestellten Datensätze darin, ob sie auf Basis von Beobachtungen generiert wurden (siehe Kap. 5.1) oder aus den Ergebnissen einer Klimasimulation entstehen (siehe Kap. 5.2).

5.1 Datensätze aus Beobachtungen

Allen hier vorgestellten Datensätzen ist gemeinsam, dass sie einer Weiterverarbeitung bzw. einem Modell entspringen, das auf Beobachtungsdaten basiert und aus sowohl räumlich als auch zeitlich inhomogenen Beobachtungen globale Daten produziert, die in allen Raum- und Zeitdimensionen homogen sind. Deshalb können diese Daten optimal als Validierungs- oder Antriebsdatensatz für ein Klimamodell genutzt werden.

5.1.1 Reanalysedaten des ECMWFs

Zur Erfassung des aktuellen Zustands der Atmosphäre (Analyse), mit dem unter anderem Vorhersagemodelle initialisiert werden und Prognosen berechnet werden können, werden alle zum aktuellen Termin zur Verfügung stehenden Beobachtungsdaten in einem aufwändigen Assimilationsverfahren aggregiert. In diese Analysen gehen neben den eigentlichen Beobachtungen zeitliche und räumliche Kurz-Vorhersagen (Hintergrundinformationen), basierend auf der Analyse des vorherigen Zeitschritts, ein, die zusammen durch den Einsatz eines statistischen Verfahrens zur Reduzierung des Fehlers zwischen diesen Beobachtungs-

werten und den Hintergrundwerten zu einem Analyse-Datensatz aggregiert werden (Uppala et al., 2005).

Nicht zuletzt auf Grund steigender Computer-Ressourcen und einer voran schreitenden Entwicklung des Assimilationsverfahrens ändert sich innerhalb eines langen Zeitraums die Qualität der Analysedaten. Reanalysen haben hingegen den Vorteil, dass rückwirkend mit einer konstanten Modellversion des Assimilationsverfahrens alle Beobachtungsdaten erneut analysiert (Reanalyse) werden und dadurch ein Datensatz entsteht, in dem Inhomogenitäten auf Grund unterschiedlicher Versionen des Datenassimilationsverfahrens ausgeschlossen sind. Lediglich die unvermeidbare unterschiedliche Qualität der Beobachtungsdaten (im Sinne von Umfang und Genauigkeit; zum Beispiel bei Satellitendaten) lässt den Datensatz nicht homogen werden.

Die aktuelle Version dieser Zeitreihe des ECMWFs sind die so genannten ERA40-Daten (engl.: *ECMWF Re-Analysis 40 years*; Uppala et al., 2005), deren zugrundeliegendes Modell auf Grund zu hoher Rechenkapazität nicht die zur Entstehungszeit aktuelle Version des Assimilationsschemas des ECMWF ist, sondern auf eine optimierte Version (operationell zwischen Januar 1996 bis November 1997), bestehend aus einem dreidimensionalen Assimilationsverfahren (3D-Var; Andersson et al., 1998) in Kombination mit dem Vorhersagesystem IFS (engl.: *Integrated Forecasting System*, Version 23r4), zurück gegriffen wurde, das in Zusammenarbeit von ECMWF und Météo-France entwickelt wurde (siehe Online-Dokumentation unter: <http://www.ecmwf.int>).

Auf Grund hoher Rechenzeit wurde die zu dem Entwicklungszeitraum der ERA40-Daten operationelle horizontale Auflösung (T511) der Analysedaten nicht benutzt, sondern eine gröbere Aggregation (T159) gewählt. Dennoch sind die ERA40-Daten etwa um ein Zweifaches feiner als die 15-jährigen Zeitscheiben der ECMWF Reanalysedaten der ersten Generation (ERA15, T106).

Mit 60 vertikalen Schichten in einem hybriden, vertikalen Koordinatensystem (Simmons und Burridge, 1981) gleicht die vertikale Auflösung dem Analyseschema der am ECMWF ab Oktober 1999 bis 2006 operationell betriebenen Modellversion. Im Vergleich zu ERA15 steigt die Höhe der obersten Modellschicht von 10 hPa auf 0.1 hPa und deckt somit den Bereich der Stratosphäre und unteren Mesosphäre ab. Die Höhe der untersten Modellschicht sinkt von 33 m auf 10 m. Die mittleren und oberen troposphärischen Niveaus sind für ERA40 und ERA15 ähnlich.

Insbesondere für den Vergleich zwischen beobachteten und simulierten Feuchtetransporten und dem Jahresgang der Temperatur gehen die Daten in diese Arbeit ein. Der ERA40-Niederschlag wird nicht verwendet, da diese Größe als Vorhersage aus den Reanalysen entstammt und auf Grund von bekannten Schwächen in der Wiedergabe von Niederschlag durch Modelle wird auf beobachtete Werte bzw. Datenreihen zurück gegriffen, in denen die beobachteten und statistisch korrigierten Niederschlagsdaten eingehen.

5.1.2 VASClimO

Globale, gegitterte Niederschlagsdatensätze bilden in den Geowissenschaften eine Grundlage zur Untersuchung des hydrologischen Kreislaufs, insbesondere bei klimatologischen Fragestellungen auf lokaler oder globaler Ebene. Diverse Datensätze von Dai und Genio (1997), New et al. (2000) oder Beck et al. (2005) können zur Überprüfung auf eine korrekte Wiedergabe des Niederschlags herangezogen werden. Jeder dieser Datensätze hat seine Vor- und Nachteile, so fokussieren die Arbeiten des GPCC (engl.: *Global Precipitation Climatology Centre*) in der Entwicklung von VASClimO (engl.: *Variability Analysis of Surface Climate Observations*) die Generierung von Niederschlagszeitreihen mit einer konstanten Genauigkeit (Grieser und Beck, 2006). Insbesondere im Hinblick auf Signifikanzaussagen zur Beurteilung von möglichen Trends sind solche homogenen Zeitreihen unerlässlich und den längeren Zeitreihen vorzuziehen.

Durch VASClimO stehen monatliche Niederschlagssummen für Gitterboxen mit einer Größe von 0.5° zur Verfügung. Drei essentielle Quellen bilden die Basis dieses Datensatzes. So gehen die Daten der FAO (engl.: *Food and Agriculture Organization of the UN*, 13.500 Stationen), der CRU (engl.: *Climate Research Unit*, New et al. (2000), 9.500 Stationen) und die Daten der GHCN (engl.: *Global Historical Climatology Network*, 22.600 Stationen) in VASClimO ein. Weitere drei Datenquellen bilden die über das GTS (engl.: *Global Telecommunication System*) transferierten Daten und die zeitlich hochaufgelösten, zu monatlichen Niederschlagssummen aggregierten Daten des GPCC (engl.: *Global Precipitation Climatology Centre*) und des CPC (engl.: *Climate Prediction Centre*). Zusätzlich werden Daten diverser nationaler und regionaler meteorologischer und hydrologischer Institutionen genutzt. Die aus diesem Pool eingehenden Daten weisen meist nur kurze und unregelmäßig aktualisierte Perioden auf. Insgesamt fließen in den Datensatz Zeitreihen von 9343 Stationen mit einer zeitlichen Verfügbarkeit von mindestens 90% ein.

Die gegitterte, globale 50 Jahre umfassende Niederschlagsklimatologie VASClimO ist im Rahmen des BMBF (Bundesministerium für Bildung und Forschung) geförderten Projektes DEKLIM (Deutsches Klimaforschungsprogramm) entwickelt worden. Der Datensatz ist frei verfügbar und über das Internet formlos zugänglich.

5.2 Antriebsdaten des AGCM ECHAM5

Diverse Datensätze zur Beschreibung der Randbedingungen sind notwendig, um mit einem globalen Atmosphärenmodell (engl.: *Atmosphere Global Circulation Model*, AGCM) realistische Simulationen durchführen zu können. Bei gekoppelten Modellen, beispielsweise einem AOGCM, werden entsprechende ozeanische Randbedingungen (ggf. auch chemische Zusammensetzung und Aerosolverteilung der Atmosphäre, Vegetation und Bodenbeschaf-

fung) durch ein Modell simuliert. Beide Vorgehensweisen haben Vor- und Nachteile: So steigt durch die Komplexität von gekoppelten Modellen nicht nur die Rechenzeit an, sondern auch die Schwierigkeit, die simulierten Daten zu analysieren und Schwächen und Stärken den jeweils wechselwirkenden Komponenten eines gekoppelten Modells zu ordnen. Hingegen wird ein nicht-gekoppeltes Modell durch seine vorgeschriebenen Randbedingungen in seinen Freiheitsgraden festgehalten.

Zur Bestimmung des Einflusses des in dieser Arbeit verwendeten Vegetationsmodells und zur besseren Vergleichbarkeit der Ergebnisse mit Simulationen, die im Rahmen des IPCC-4AR durchgeführt wurden, werden neben gleicher ECHAM5 Modellversion (5.3.01a) auch die in deren Simulationen erhaltene SST, die Ozon- und Aerosolverteilung benutzt. Diese Daten (Auflösung T63L31) wurden per Interpolation (*first order conservative remapping*, Jones, 1999) an das gröbere horizontale Gitter (T42) der hier beschriebenen Untersuchungen angepasst.

5.2.1 Globale Meeresoberflächendaten - AMIP II

1989 wurde ein weltweites Programm zur Diagnose von Klimamodellen und deren Vergleich (engl.: *Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison*, PCMDI) durch das LLNL (engl.: *Lawrence Livermore National Laboratory*) ins Leben gerufen, dessen Fokus auf die Entwicklung eines einheitlichen, systematischen Konzepts zur Validierung von Klimamodellen gerichtet ist, wodurch sowohl ein besseres Verständnis der simulierten Daten als auch der Stärken und Schwächen der Modellphysik zu erwarten ist. Einzelne Arbeitspakete dieses Projekts widmen sich beispielsweise den gekoppelten (engl.: *Coupled Model Intercomparison Project*, CMIP) oder den atmosphärischen Modellen (engl.: *Atmospheric Model Intercomparison Project*, AMIP). Im Bereich dieses Arbeitspaketes ist ein globaler Datensatz der Meeresoberflächentemperatur und der Eisbedeckung der Ozeane entwickelt worden (Taylor et al., 2000), der eine essentielle Grundlage für den Vergleich von Klimamodellen darstellt, da der Ozean eine fundamentale Randbedingung ist.

In AMIP I - Simulationen (Gates, 1992; Gates et al., 1999) wurden die beobachteten Monatsmittelwerte der SST auf die Mitte eines Monats gesetzt. Tägliche Werte werden durch die lineare Interpolation zwischen diesen Mittelwerten errechnet. Durch diese Vorgehensweise wird die natürliche, beobachtete Variabilität auf Zeitskalen kleiner als ein Monat herausgefiltert. Weiterhin wird durch diese Vorgehensweise aber auch die Variabilität auf jahreszeitlicher und interannueller Skala minimiert, da die berechneten und beobachteten Mittelwerte der Zeitreihen sich voneinander unterscheiden. Soll beispielsweise aus den Daten der AMIP I Zeitreihe der wärmste Monat eines Jahres reproduziert werden, so muss die mittlere Temperatur überschritten werden, was durch eine lineare Interpolation nicht möglich ist. Die Daten der zweiten Generation (AMIP II) sind derart konzipiert, dass die

beobachteten realen Monatsmittelwerte wiederhergestellt werden können (Taylor et al., 2000).

Der zum AMIP II-Projekt gehörige, offizielle Zeitraum reicht von Jan. 1979 bis Feb. 1996, jedoch werden Daten über diese Zeitscheibe hinaus angeboten, so dass Simulationen erstellt werden können, die dem Zeitraum der ECMWF Reanalysen gleichen und eine optimale Vergleichbarkeit erzielt werden kann. So liegt dieser AMIP II-Datensatz den Simulationen des rezenten Klimas, hier im Folgenden AMIP II-Simulationen genannt, zugrunde. Aktuell reicht der Datensatz bis zum Jahr 2007 (Hurrell et al., 2007).

5.2.2 Globale Meeresoberflächendaten - MPI-OM1

Das Ozean Modell MPI-OM1 (engl.: *Max-Planck-Institute Ocean Model, Version 1*; Marsland et al., 2003) entstammt aus dem Ozean Modell HOPE (engl.: *Hamburger Ocean Primitive Equation model*; Wolf et al., 1997), das auch für diverse gekoppelte Ozean-Atmosphären Studien, ähnlich zu den Arbeiten von Latif et al. (1994), zur Verfügung steht. Wesentliche Veränderungen (z. B. Wechsel des horizontalen Gitters) in den letzten Jahren führten zur neuen Namensgebung des Modells. OM1 ist das am MPI-M aktuelle Standard-Ozean Modell und wurde für die Simulationen im Rahmen des IPCC-4AR benutzt.

Die durch OM1 simulierte SST und Eisbedeckung (T63) geht in die hier verwendeten Klimasimulationen (SRES A1B, B1) ein, somit sollten insbesondere im Küstenbereich Westafrikas Feucht- und Trockenperioden in beiden Simulationstypen zu gleichen Simulationszeiten zu finden sein, da diese Perioden maßgeblich durch die SST gesteuert sind. Unterschiede zwischen den Modellstudien in der raum-zeitlichen Ausprägung (Dauer, Intensität) dieses hydrologischen Zykluses sind in erster Linie durch den Einsatz des Vegetationsmodells zu erklären. Zusätzlich kann die Verwendung unterschiedlicher Hard- und Softwareumgebungen (Architektur, Compiler) sowie die Simulation auf unterschiedlichen horizontalen Auflösungen zu weiteren Unterschieden führen.

5.2.3 Globale Aerosolverteilung

Die in ECHAM5 hinterlegte Aerosolklimatologie (Tanre et al., 1984) beschreibt eine zeitlich konstante, räumliche Verteilung der maximalen optischen Dicke von See-, Land-, Stadt- und Wüstenaerosolen. Die räumliche Verteilung resultiert aus der Überlagerung einer normalisierten horizontalen Verteilung, einer vertikal integrierten Verteilung und einer Unterscheidungsfunktion (abhängig von T und p) nach troposphärischen und stratosphärischen Niveaus, wobei der horizontalen Verteilung eine grobe spektrale (T10) Basis zu Grunde liegt.

5.2.4 Globale Sulfatverteilung

Eine zusätzliche Randbedingung stellt die Verteilung des Sulfats in der Atmosphäre dar. Ein historischer (Boucher und Pham, 2002) Datensatz sowie eine prognostische Sulfataerosol-Verteilung (Pham et al., 2005) ist mit Hilfe des Sulfur-Moduls des GCM LMD (franz.: *Laboratoire de Météorologie Dynamique*; Boucher et al., 2002) berechnet worden. Dabei obliegt den Szenarien die Vorgabe des IPCC (SRES). Analog zu den Simulationen mit Hilfe des GCM ECHAM5 im Rahmen des IPCC-4AR sind in der hier beschriebenen Modellstudie die gleiche Aerosoldaten von 1860 beginnend bis zum Jahre 2100 an die hier verwendete Modellversion gekoppelt, um zum einen mit einer maximal vollständigen Modellversion zu operieren und zum anderen die Vergleichbarkeit zwischen den verschiedenen ECHAM5 Simulationen zu gewährleisten. Der Einsatz eines angekoppelten, eigenständigen Aerosol-Modells (z. B. ECHAM-HAM, ECHAM - Hamburger Aerosol Modell; Stier et al., 2005) kommt in diesem Fall nicht in Betracht, da der Rechenaufwand erheblich steigen würde.

5.2.5 Globale Ozonverteilung

In den Modellsimulationen ist als weitere Randbedingung der Atmosphäre eine globale Ozonverteilung hinterlegt. Zwei wesentliche Datensätze werden für die unterschiedlichen Simulationstypen verwendet. Simulationen vergangener Zeiträume beinhalten einen Datensatz von Fortuin und Kelder (1998), hingegen werden die Simulationen für ein zukünftiges Klima mit den Ozon-Randbedingungen gegeben, wie sie in Nakicenovic et al. (2000) beschrieben sind. Die zeitliche Entwicklung der zweidimensionalen Ozonverteilung wird durch die Addition von Anomalien der projizierten Ozonzeitreihe (Portmann und Solomon, 2007) auf die Klimatologie von Fortuin und Kelder (1998) erstellt.

Mit Hilfe mehrerer gekoppelter troposphärischer / atmosphärischer Klima - Chemie Modelle ist mit einem Anstieg des bodennahen Ozons zu rechnen. Dies ist die Folge eines Anstieg der Ozon-Ausgangsstoffe (CH_4 , CO, NO_x und NMVOCs (engl.: *Non-Methane Volatile Organic Compounds*)) zu sehen, wobei Methan und CO_2 zu etwa gleichen Teilen den Hauptanteil des Anstieg bestimmen (Houghton et al., 2001). Dabei ist festzuhalten, dass die projizierten, zukünftigen bodennahen Ozonkonzentrationen die aktuellen, zulässigen Maximalbelastungen überschreiten.

Im Gegensatz zu allen anderen hier beschriebenen Antriebsdaten unterscheiden sich die Ozon - Randbedingungen für die SRES Szenarien B1 und A1B nicht. Dieses hängt nicht zuletzt mit den großen Unterschieden in den projizierten Ozonkonzentrationen zusammen, wie es 14 Modelle im Rahmen des modellvergleichenden OxComp-Workshops (Houghton et al., 2001, Kapitel 4.4.2) zeigen (Vingarzan, 2004).

5.3 Simulationsdaten im Rahmen von IMPETUS

Eine Übersicht über die erstellten Läufe zur Beurteilung des Nutzen eines einfachen Vegetationsmodells (hier SVege) zeigt Tab. 5.1. Neben den Informationen der Läufe, deren zeitliche Abdeckung und Bezeichnung sind die Plattform, das Speichervolumen und die verbrauchte Rechenzeit angegeben. Insbesondere der Geschwindigkeitsvorteil bei der Erstellung der Simulationen am DKRZ auf der Vektorarchitektur (NEC SX-6) fällt auf. Zusätzlich ist zu erkennen, dass ECHAM5 sehr gut skaliert, somit die verbrauchte CPU-Zeit (engl.: *Central Processor Unit*) linear mit der Anzahl an benutzten CPUs steigt. Die Simulationsdaten sind auf 6h-Basis abgespeichert, dabei ist der Standard Variablen-Datensatz des ECHAM5 genutzt worden. Bei einer Abspeicherung im WMO-GRIB - Format (engl.: *World Meteorological Organisation; GRIdded Binary*) sind für ein Kalenderjahr etwa 7.8 GB Speicher notwendig. Der Großteil des gesamten Datenvolumen von etwa 12.1 TB (siehe Tab.5.1) wurde am DKRZ auf Bändern archiviert und die wesentlichen Parameter zur Auswertung der Ergebnisse dieser Arbeit konnten extrahiert und drehend zur Verfügung gestellt werden (etwa 2 TB). Die Extraktion der Daten aus den Simulationsdateien ist hier nicht aufgeführt.

Da die Ensemble-Mitglieder der Szenarien (A1B und B1) an das Ende des jeweiligen Ensembles des 20C-Laufs anknüpfen, konnten diese Realisierungen nicht parallel durchgeführt werden. Teile der AMIP2-Simulationen (Ensemble-Mitglied vier und fünf, siehe Tab. 5.1 Nr. 1) finden in dieser Arbeit keine Verwendung, sondern wurden nachträglich erstellt, um mit vergrößerter Ensemblestärke die Basis zur Erstellung jahreszeitlicher Vorhersagen innerhalb IMPETUS (siehe Kap. 2.3 und vgl. Paeth et al., 2006) zu verbreitern.

Mit dem Blick auf die Wiedergabe der großskaligen Monsun-Zirkulation ist insbesondere eine hohe vertikale Auflösung von Interesse (Roeckner et al., 2004). Die Wahl einer zur Standardversion (T63, 1.875°) reduzierten horizontalen Auflösung von T42 (2.8125°) ist notwendig, da nicht genügend Rechenzeit und Speicherplatz für diese Simulationen zur Verfügung stehen, denn für beides wären um einen Faktor zwei größere Kapazitäten notwendig.

5.4 Vergleichsdaten bestehender Simulationen

Die Simulationen können durch den Vergleich mit den Ergebnissen der IPCC-4AR Integrationen eingeordnet und bewertet werden, um systematische Unterschiede zwischen der hier vorgestellten und den wissenschaftlich bereits anerkannten Simulationen zu erkennen. Schwierig ist es, atmosphärische Daten aus gekoppelten Modellen miteinander zu vergleichen, da dort der Einfluss der unterschiedlichen Ozeanformulierungen erhebliche Auswirkungen auf die Modellergebnisse hat. So bietet es sich an, Modellversionen zu vergleichen,

Nr.	Bez.	Member	Vege.	Start	Ende	Architektur ^a	CPU	CPU-h	Realtime[d]	Vol. [TB]
0	AMIP2	1	ja ^b	1950	1999	NEC (DKRZ)	8	1200	6.25	0.4
1	AMIP2	5	ja	1950	1999	NEC (DKRZ)	8	6000	31.25	1.9
2	AMIP2	3	nein	1950	1999	NEC (DKRZ)	8	3600	18.75	1.1
3	AMIP2	2	ja	1950	1999	SUN (IGMK)	4	2400	12.50	0.7
4	AMIP2	1	ja	1950	1999	SUN (RRZK)	20	12000	25.00	0.4
5	20C	3	ja	1860	1999	SUN (RRZK)	20	100800	210.00	3.1
6	A1B	3	ja	2000	2100	SUN (RRZK)	20	72000	150.00	2.3
7	B1	3	ja	2000	2100	NEC (DKRZ)	8	7200	37.50	2.3
									491.25	12.1

^aVersuche, Simulationen auf dem SUN AMD-Opteron Cluster des RRZK durchzuführen, scheiterten bis kurz vor Fertigstellung dieser Arbeit. Seit Ende Juni 2008 ist es hingegen möglich ECHAM5-Simulationen dort durchzuführen, dabei ist ein enormer Geschwindigkeitsvorsprung festzustellen. Bei der Verwendung von nur 64 CPUs sind drei Klimaintegrationen über je 240 Jahre in weniger als 20 Tagen durchführbar.

^boriginal SVEge Realisierung, siehe Kap. 4

Tabelle 5.1: Überblick über die verschiedenen Simulationstypen, deren Bezeichnung und Angaben zur genutzten Architektur, Anzahl der Ensemble-Mitglieder, verwendeter CPUs, die verbrauchten CPU-Stunden (CPU-h: Summe über die Anzahl der Stunden aller verwendeten CPUs), Realtime (Echtzeit der Integrationsdauer, ohne Anfallzeiten) und belegtes Datenvolumen.

deren Unterschiede klein sind, um eine direkte Beziehung zwischen den Veränderungen und deren Wirkung aufstellen zu können.

Kapitel 6

Vorgehensweise zur Beurteilung der Modellergebnisse

Im folgenden Kapitel wird die Vorgehensweise zur Beurteilung und Interpretation der Modellergebnisse kurz beschrieben. Dabei wird insbesondere auf den Nutzen der unterschiedlichen Realisierungen mit ECHAM5 eingegangen.

Zur Validierung der Modellsimulationen ist es notwendig, den mittleren Zustand und dessen Variabilität der Atmosphäre und der Bodenparameter mit Beobachtungsdaten zu vergleichen. Da das Klima in Westafrika deutlich durch die Meeresoberflächentemperatur bestimmt wird, können nur Simulationen, denen eine beobachtete Meeresoberflächentemperatur zu Grunde liegt, direkt mit den Beobachtungsdaten verglichen werden (Kap. 7). Anderenfalls ist es nicht möglich, bestimmte Jahre miteinander zu vergleichen, lediglich die Gegenüberstellung von statistischen Kenngrößen wie Mittelwert, Standardabweichung und Perzentilen bietet sich dann für Vergleiche an.

Diese Simulationen mit beobachteter SST (s.g. AMIP2-Simulationen) werden im Ensemble-Modus (drei Realisierungen) durchgeführt. Um den Einfluss der berücksichtigten Vegetation bzw. die Funktion und den Nutzen des einfachen Vegetationsmodells zu ermitteln, werden Simulationen mit und ohne implementierter, dynamischer Biosphäre durchgeführt. Zur Bestimmung dieses Signals sind die Simulationen auf der gleichen Architektur (DKRZ, NEC SX-6) durchgeführt worden. So wird sichergestellt, dass Realisierungen auf gleicher Rechenplattform mit gleichem Compiler und gleicher vertikaler und horizontaler Auflösung existieren und dadurch die Unterschiede in den klimatologischen Analysen lediglich aus der Erweiterung des Quellcodes resultiert.

Zur Erstellung von Klimaprojektionen sind Aussagen über zukünftige Antriebe notwendig, z. B. die Treibhausgase in Form von CO₂-Äquivalenten und die dadurch beeinflusste Meeresoberflächentemperatur. Bei gekoppelten Ozean-Atmosphären Modellen werden die

Muster der SST dabei interaktiv berechnet. Da im Rahmen dieser Arbeit jedoch (i) die zusätzliche Rechenzeit für das Ozeanmodell nicht vorhanden ist und (ii) die Vergleichbarkeit zu den existierenden ECHAM5.3.02a Simulationen des IPCC auf Grund unterschiedlicher Realisierungen der SST eingeschränkt wäre, wird innerhalb der Klimaprojektionen die SST aus den bestehenden Realisierungen genutzt und ähnlich zu den AMIP2 Läufen dem Modell als Ozeanantrieb übergeben.

Im Rahmen von Klimaänderungs-Experimenten steht oft das Klimasignal im Vordergrund, somit wird die Differenz aus zwei Zeitscheiben (Szenario minus Kontrollperiode) gebildet und interpretiert. Beide Zeitscheiben sollten dazu der gleichen Formulierung entstammen. So werden transiente Integrationen erstellt, die aus zwei, sich direkt aneinander anschließenden Zeitabschnitten bestehen und das präindustrielle, rezente (1860-1999) und das zukünftige (SRES A1B und B1 Szenarien: 2000 bis 2099) Klima beschreiben. Mit der Annahme, dass die physikalischen Formulierungen auch in einem zukünftigen Klima ihre Gültigkeit beibehalten, liegt beiden Zeitscheiben die gleiche physikalische Korrektheit zu Grunde und die Differenz gibt den Trend wieder. Daraus geht auch hervor, dass ein Vergleich zwischen den Klimaprojektionen und den AMIP2-Läufen nicht zu empfehlen ist (wg. Unterschieden in der Formulierung bzw. Quelle der SST), lediglich die Validierung des Kontrollabschnitts (20C, 1960-1999) der transienten Simulationen ist durch die AMIP2-Läufe vorzunehmen.

Kapitel 7

Das derzeitige Klima

Da insbesondere die Verbesserung in der Wiedergabe des Westafrikanischen Monsuns und damit die Simulation von Regen- und Trockenzeit Fokus dieser Arbeit ist, werden zur Validierung der beiden ECHAM5 Versionen in erster Linie der Niederschlag sowie der Transport von Feuchtigkeit in der Atmosphäre mit den Beobachtungsdatensätzen verglichen. Dabei erfolgen die Untersuchungen für die beiden Simulations-Typen (mit und ohne Vegetationsmodell) parallel, wobei die Bodendaten mit den Beobachtungsdatensätzen und die Simulationsergebnisse der oberen Atmosphäre mit den homogenen (im Sinne des Assimilationsverfahrens, siehe Kap. 5.1.1) Zeitreihen der Reanalysedaten des ECMWFs in Bezug gesetzt werden.

Zur Beurteilung der Güte der Modellergebnisse werden sowohl die beobachteten absoluten Werte angegeben als auch die der Modellsimulationen plus deren Differenz zu dem Beobachtungsdatensatz. Durch die Bildung dieser Differenz ist bei positiven (negativen) Werten direkt eine Überschätzung (Unterschätzung) des Modells zu erkennen. Dazu werden zuvor die Beobachtungsdaten auf das gröbere Modellgitter interpoliert. Dabei werden durch die Mittelung über mehrere Gitterpunkte der Beobachtungsdaten lokale Extremwerte verwischt, die durch das großskalige Modell nicht erzielt werden können, sodass die Vergleichbarkeit der Ergebnisse vereinfacht wird.

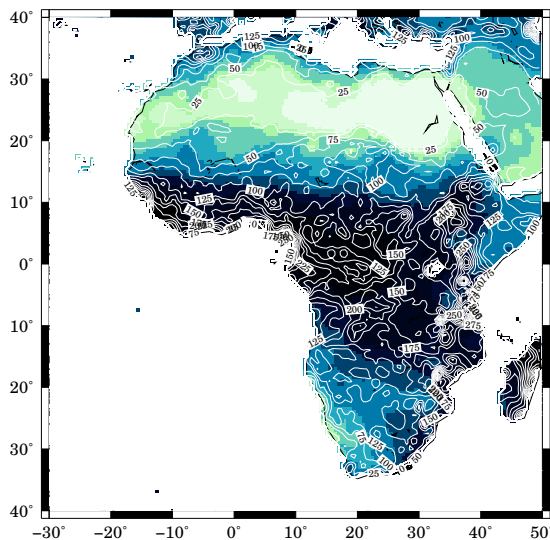
7.1 Niederschlag

Bei der Fragestellung, ob der Einbau des Vegetationsmodells einen Einfluss auf die Wiedergabe des Niederschlags hat, werden die Datensätze auf unterschiedlichen Zeitskalen verglichen. Diese reichen von 6-stündigen Werten bis hin zu klimatologischen Mitteln des Jahresniederschlags. Da die leichtzugänglichen, global gegitterten, klimatologischen Beobach-

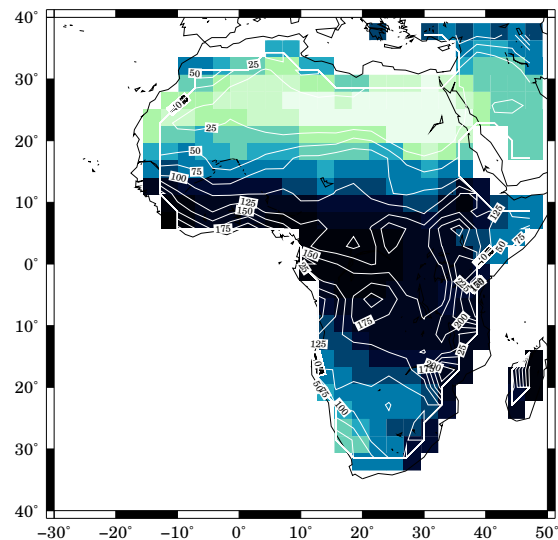
tungsdatensätze keine zeitliche Auflösung unterhalb von Monatsniederschlägen aufweisen, können die Untersuchungen zu täglichen Intensitäten nur innerhalb der Modellversionen durchgeführt werden. Zusätzlich sollte betont werden, dass die Aussage von täglichen Intensitäten für eine Gitterbox und somit eine grosse Fläche nicht direkt mit beobachteten täglichen Intensitäten an Stationen verglichen werden kann, da vor allem stärkere, konvektive Niederschlagsereignisse regional beschränkt sind.

7.1.1 Jahresniederschlag 1960-1999

Die Verteilung des jährlichen Niederschlags in der Untersuchungsregion zeigt maximale Niederschlagssummen im Bereich des tropischen Niederschlagsgürtels (20°N bis 20°S) und einen markanten Gradienten zur trockenen Sahelregion (Abb. 7.1(a)). Die Jahressumme des Niederschlags reicht von über 2000 mm bis auf unter 25 mm pro Jahr. Bei der Interpolation auf die räumliche Auflösung, die dem Modell zu Grunde liegt, ist, wie zu erwarten, die Verteilung der Niederschlagsmengen geglättet und die räumliche Differenziertheit nimmt ab (Abb. 7.1(b)). Dieses Muster wird durch beide Modellversionen gleich gut wiedergegeben (Abb. 7.1(c) und Abb. 7.1(e)), was an ähnlichen Differenzen zwischen Modellergebnis und Beobachtungen zu erkennen ist. Die Differenzen zwischen VASCLIM0 und dem Ensemblemittel der AMIP-Simulationen zeigen eine deutliche Unterschätzung des Jahresniederschlags in Westafrika - lediglich ein kleiner Bereich in Westafrika wird durch die Standard-Version von ECHAM5 gering überschätzt. Kleinere Unterschiede sind hingegen bei der Standardabweichung des Jahresniederschlags in Südafrika zu erkennen, denn dort wird durch den Einbau des Vegetationsmodells die Standardabweichung besser getrof-



(a) VASCLIM0, 0.5°



(b) VASCLIM0, T42

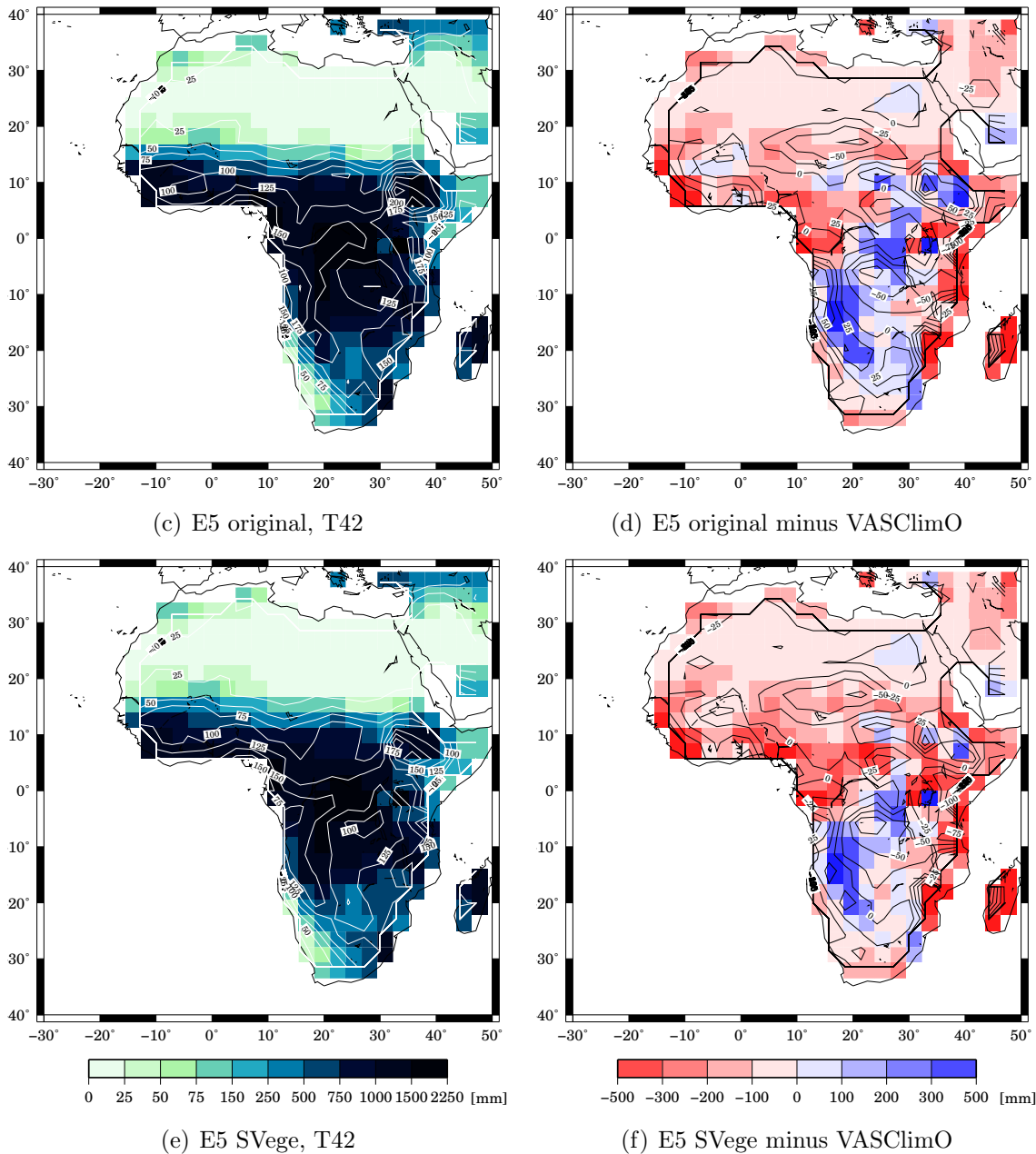


Abbildung 7.1: Mittlere beobachtete (oben) Niederschlagsverteilung (schattiert, in mm) und deren Standardabweichung (liniert, in mm^2) von 1960 bis 1999 und deren Wiedergabe innerhalb der AMIP2-Simulationen ohne (Mitte) und mit (unten) Vegetationsmodell SVege sowie deren Differenzen (rechts) zu den Beobachtungen.

fen - eine Region, in der das Vegetationsmodell SVege eine, im Vergleich zum restlichen Teil des Kontinents, große Fläche beeinflusst (vgl. Abb. 4.1).

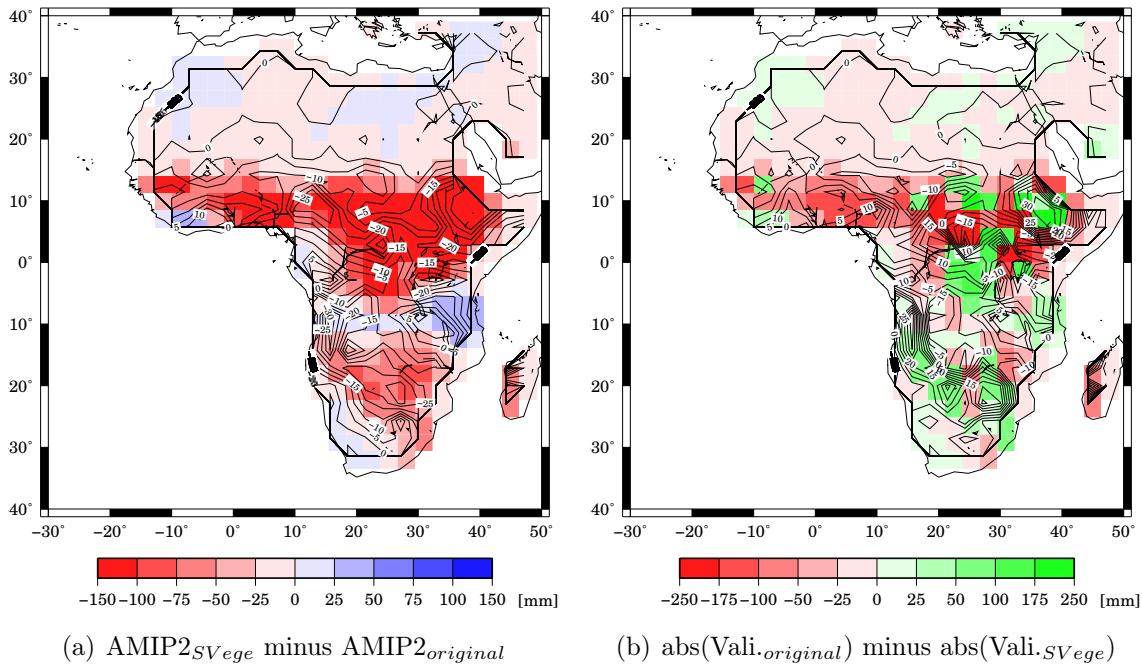


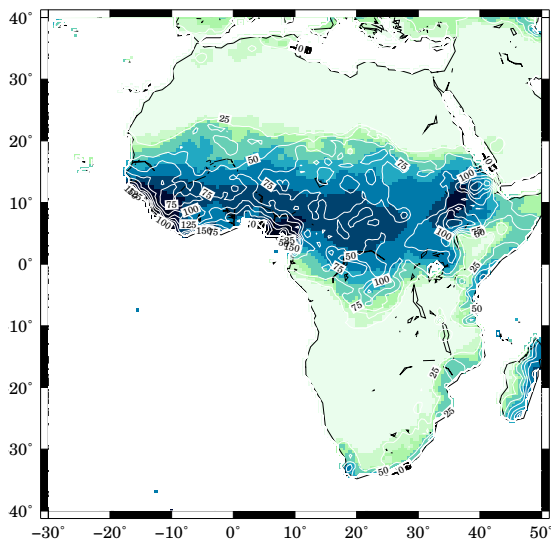
Abbildung 7.2: Vergleich der klimatologischen Niederschlagsverteilung (schattiert, in mm) und deren Standardabweichung (liniert, in mm²) von 1960 bis 1999 zwischen beiden AMIP2 Simulationen (links) und die Güte der Veränderungen durch den Einbau des Vegetationsmodells (rechts) durch Angabe der Differenz (Original minus S_{Vege}) der Absolutwerte der Validierungsdifferenzen. Grüne (rote) Bereiche markieren eine Verbesserung (Verschlechterung) durch Verwendung von S_{Vege}.

Die Differenz aus beiden Simulationen (Abb. 7.2(a)) zeigt deutlich die geringeren Niederschlagsmengen in den Vegetationsläufen. Maximale Unterschiede sind in den Regionen mit den höchsten Niederschlagsmengen (etwa zwischen 10°N und 10°S) zu finden. Eher unsystematisch sind höhere Niederschläge im gekoppelten Modelllauf zu finden. Wird die Differenz aus den absoluten Abweichungen der Modellsimulationen zum Beobachtungsdatensatz VASclimO berechnet ($|(AMIP2_{original} - VASclimO) - (AMIP2_{S_{Vege}} - VASclimO)|$; Abb. 7.2(b)), so zeigt dieser Wert bei positivem (negativem) Vorzeichen eine Verbesserung (Verschlechterung) durch die Implementierung von S_{Vege}, da dieses eine Verringerung der Abweichung zu den Beobachtungen bedeutet. Im Rahmen der Analyse des Jahresniederschlags ist festzuhalten, dass großflächig (wenn auch zum Teil nur gering) die Abweichungen der simulierten Niederschlagsmenge zu den Beobachtungen durch den Einbau des Vegetationsmodells zunimmt, insbesondere sind die Regionen mit maximaler Vegetation (zum Beispiel die Guinea Küste) davon betroffen. Der Süden Afrikas sowie das Äthiopische Hochland kennzeichnen sich durch eine Verbesserung in der Wiedergabe der absoluten Niederschlagssummen.

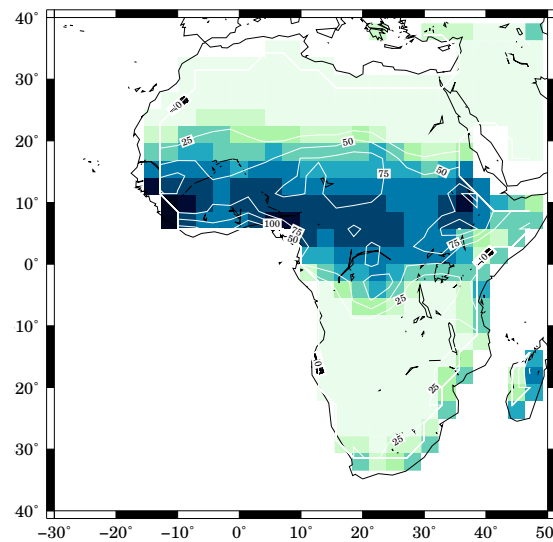
Die Unterschiede in der Niederschlagssumme im Bereich der Guinea Küste und des Sahels entstehen hauptsächlich durch eine unterschätzte Wiedergabe des Niederschlags während des Sommermonsuns in den Monaten Juni bis August (Abb. 7.3). Dort werden im Küs-

tenbereich bis zu 200 mm in drei Monaten unterschätzt, was über 75% des Gesamtdefizits ausmacht. Im Sahelbereich scheinen die absoluten Differenzen weniger gravierend, doch durch die geringen Niederschlagsmengen in dieser Region liegt auch dort die Hauptunterschätzung des Niederschlags in dieser Periode.

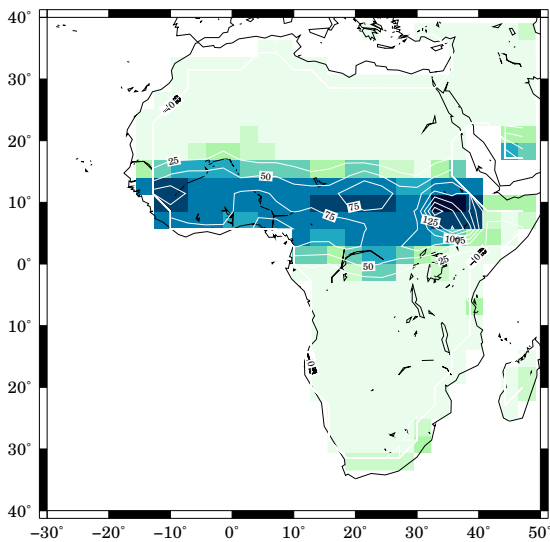
Die klimatologischen Unter- und Überschätzungen durch das Modell und die geringen Differenzen zwischen den Ensemblemitteln der AMIP2-Simulationen sind der Vollständigkeit halber im Anhang (siehe Abb. 1 bis 4) dargestellt.



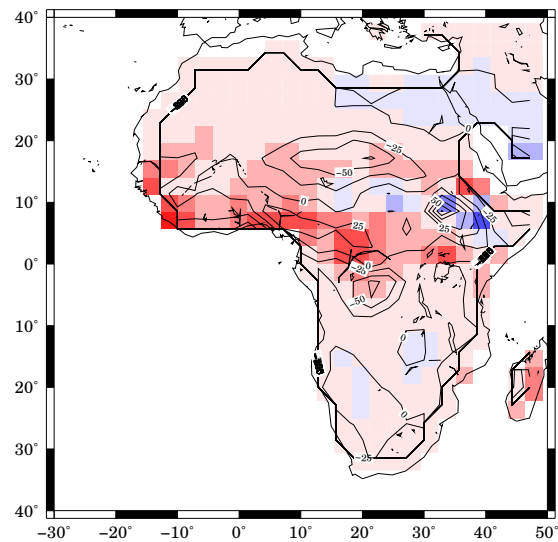
(a) VASclimO, 0.5°



(b) VASclimO, T42



(c) E5 original, T42



(d) E5 original minus VASclimO, T42

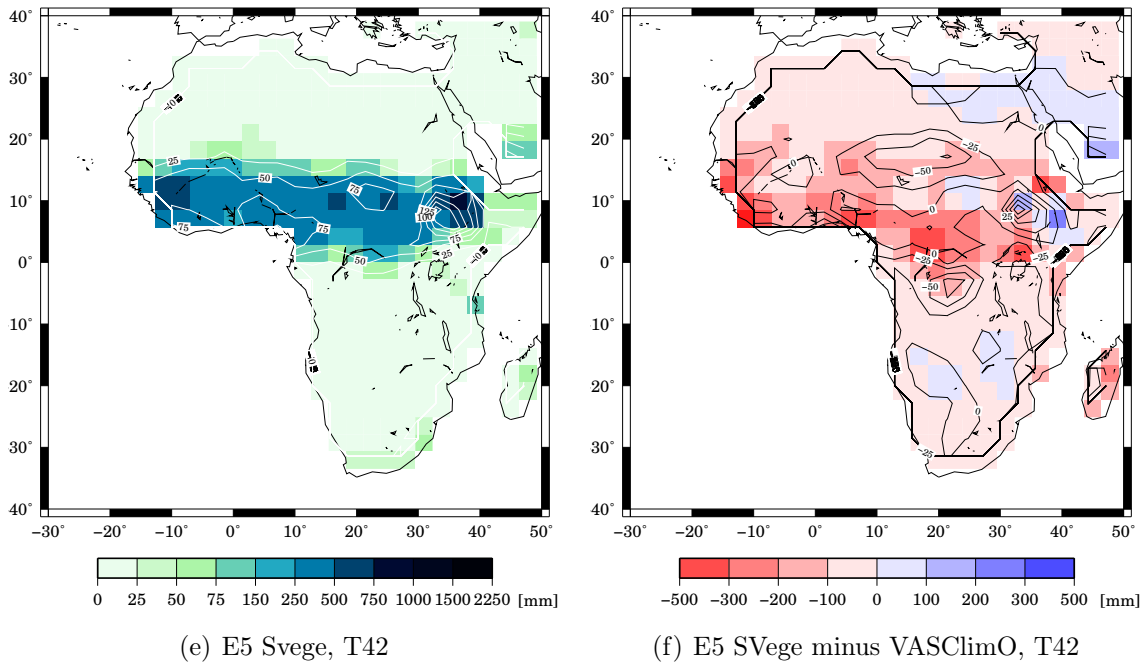


Abbildung 7.3: Wie Abb. 7.1, jedoch für die Monsunmonate Juni bis August.

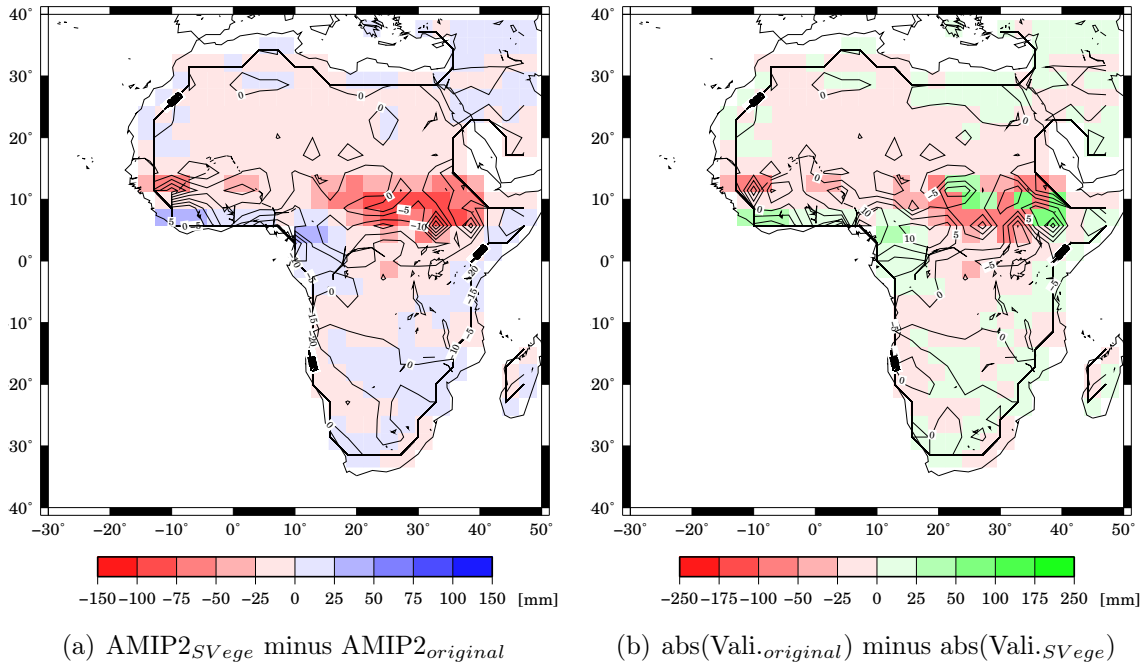


Abbildung 7.4: Wie Abb. 7.2, jedoch für die Monsunmonate Juni bis August.

Vergleiche zwischen der Standardimplementierung von $\text{SVege}_{0\%}$ mit den Beobachtungen, analog zu den obigen Abbildungen (siehe im Anhang Abb. 5), zeigt, dass die Güte zur

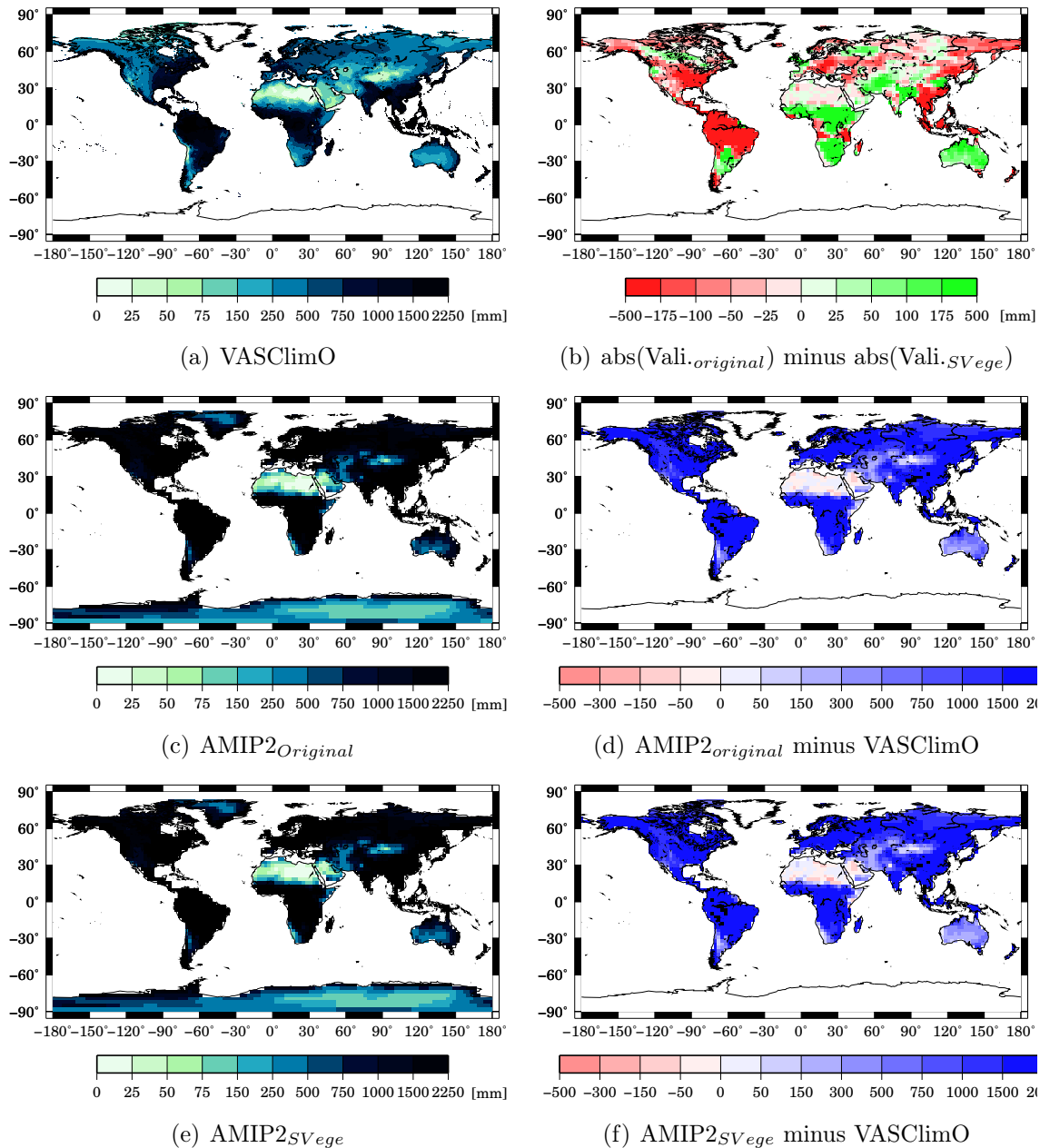


Abbildung 7.5: Globale Verteilung der klimatologischen Niederschlagsmenge (schattiert) und deren Standardabweichung (liniert) (in mm bzw. mm^2 , 1960 bis 1999; links) der Beobachtungen (oben) und der AMIP2-Simulationen (AMIP2_{Original} Mitte; AMIP2_{SVEge} unten) sowie deren Validierung (rechts) und die Differenzen der absoluten Modellabweichungen zur Einschätzung der Verbesserungen durch die Verwendung von SVEge basierend auf nur einem Ensemblemitglied.

Wiedergabe der klimatologischen Niederschlagssummen durch die hier vorgestellte Version (SVEge_{15%}) prinzipiell besser ist (bezogen auf die Jahresklimatologie, Anhang Abb. 5(c)), doch für die einzelnen Jahreszeiten sind regional unterschiedliche Effekte durch den Einbau

des 15% Schwellwertes sichtbar. Insbesondere für den Juni bis August, die Hauptregenzeit, sind die Resultate für die in dieser Arbeit fokussierte Region unzufriedenstellend (Anhang Abb. 5(1)).

Da im Rahmen der möglichen Rechenressourcen kein vollständiges Ensemble der Simulationen $AMIP2_{S\text{Vege}0\%}$ möglich war, kann nicht beantwortet werden, ob die Differenzen zwischen Modell und Beobachtungen durch die kleine Anzahl von nur einem Repräsentanten bestimmt ist oder der Einfluss hauptsächlich durch den geringen Unterschied in der Implementierung von SVege (siehe Abb. 4.2) begründet liegt.

Schließlich bleibt zu beantworten, ob das Vegetationsmodell gegebenenfalls nur im Bereich Afrikas keine signifikanten Veränderungen hervorbringt und an anderen Regionen (zwischen 40°N bis 40°S) erfolgreich eingesetzt werden kann. Prinzipiell ist in den klimatologischen Niederschlagsverteilungen kein großer Unterschied zwischen der Niederschlagswiedergabe mit und ohne Berücksichtigung von SVege durch die AMIP2-Simulationen zu erkennen, die Verteilung der Beobachtung wird gut getroffen.

Zur Einschätzung der Optimierung ist zu sehen, dass im Ensembledittel (nicht gezeigt) sich ein verrauschtes, unstrukturiertes Muster (vgl. Abb. 7.2) fortsetzt, jedoch einzelne Mitglieder der Ensemble klar zeigen, wo SVege die Wiedergabe des Klimas (im Sinne von klimatologischen Mittelwerten) besser fasst (Abb. 7.5, insbesondere dort Abb. (b)). Daran ist auch die Stärke der Variabilität zwischen den einzelnen Ensemble-Mitgliedern zu erkennen, was die Frage aufwirft, ob ein Ensemble aus drei Mitgliedern aus statistischer Sicht ausreichend ist, Mittelwerte des Klimas zu fassen. Diese identifizierten Regionen unterscheiden sich, je nach dem welche Jahreszeit fokussiert wird (vgl. Abb. 22 und Abb. 23), somit wird im Folgenden darauf nicht mehr weiter eingegangen, da keine systematischen Muster weder zwischen den Simulationen noch innerhalb einer Realisierung gefunden werden können.

7.1.2 Der Jahresgang

Die Analyse des Jahresgangs des Niederschlags zeigt, dass der meridionale Gradient von einer bimodalen Niederschlagsverteilung an der Küste hin zu einer unimodalen Verteilung im Sahel durch das Modell wiedergegeben wird (Abb. 7.6). Lediglich in der Übergangszone differieren sich die flächengemittelten Beobachtungen von den Modellergebnissen ECHAM5+SVege. Der hier dargestellte Jahresgang des Beobachtungsdatensatzes unterscheidet sich nur marginal von den Ergebnissen, die mit dem CRU-Datensatz erzielt wurden (nicht gezeigt). Bei den Unterschieden der Modellversionen zur Wiedergabe des Jahresgangs zeigt die Flächenverteilung der dreimonatigen Niederschlagssummen, dass die Abweichungen zwischen beiden Modellversionen analog zum Jahresgang des Niederschlags verlaufen: maximale Differenzen treten zur Zeit des Kernmonsuns und geringe Unterschiede

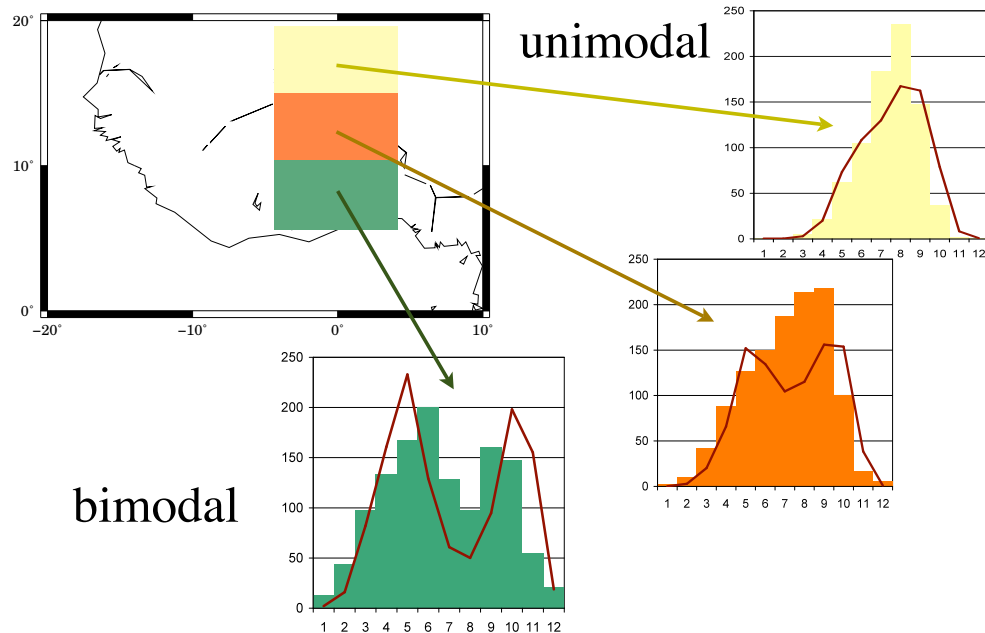


Abbildung 7.6: Vergleich des meridionalen Gradienten des mittleren klimatologischen (1960-1999) Jahresgangs des Niederschlags [mm] für die Beobachtungen (VASclimO, Säulen) und die AMIP2 Simulation mit gekoppeltem Vegetationsmodell (Linien).

in der Trockenzeit auf. Jedoch ist zu betonen, dass die Abweichungen der Modellensembles untereinander außerhalb der Regenzeit in etwa bei gleicher Größenordnung liegen, wie die Standardabweichung der Beobachtungen und Modelle. Die Unterschätzung des Jahresniederschlags an der Guinea Küste durch das Modell ist maßgeblich die Folge einer zu gering simulierten Niederschlagsmenge in den Monaten des Monsuns (Juni bis September). Hingegen werden die Übergangszeiten überschätzt und dieses wechselnde Muster bestätigt die in den Hovmöllerdiagrammen (Abb. 7.11) herausgestellten Unterschiede im zeitlich / räumlichen Verlauf des Monsuns.

7.1.3 Dekadische Variabilität 1960 - 1999

Die Arbeiten von Schnitzler et al. (2001) zeigen insbesondere einen Gewinn in der Wiedergabe der dekadischen Variabilität des Niederschlags in Westafrika, wenn an die Vorgängerversion ECHAM4 (Roeckner et al., 1996b) das Vegetationsmodell SVege (Zeng et al., 1999) gekoppelt wird. Dazu werden die Niederschläge als Flächenmittel und als elfjähriges gleitendes Mittel untereinander verglichen, um die Jahr zu Jahr Variabilität auszublenken und die Intensität des tropischen Niederschlagsgürtels in den Vordergrund zu stellen, wodurch gleichzeitig die regionalen Unterschiede ausgeblendet werden (Abb. 7.7). Dabei liegt diesen Zeitreihen die gleiche regionale Einteilung zu Grunde, wie in Abb. 2.3 gezeigt.

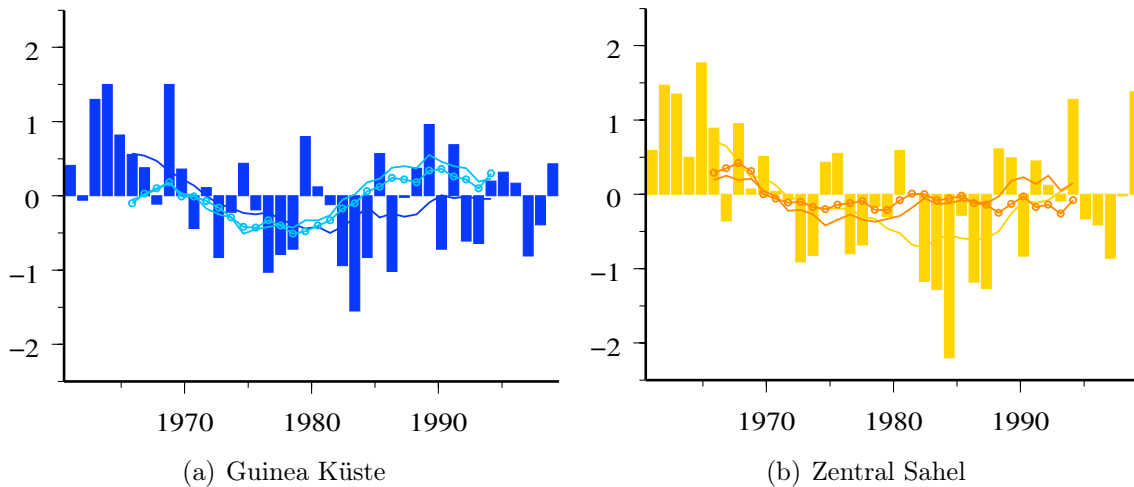


Abbildung 7.7: Vergleich der dekadischen Niederschlagsvariabilität von 1960 bis 1999 zwischen Beobachtungen und dem Ensemblemittel der AMIP2-Simulationen für die Regionen Guinea Küste (links) und Zentral Sahel (rechts). Dargestellt ist der Niederschlagsindex der Beobachtungen (Säulen) und dessen elfjährig gleitendes Mittel (Linie in gleicher Farbe) sowie die Ergebnisse aus den AMIP2-Simulationen mit (Linie mit Kreisen) und ohne (durchgezogene Linie) Vegetationsmodell, basierend auf der Niederschlagssumme der Monate Juni bis August. Zur Definition der Regionen siehe Abb. 2.3.

Benutzt man zusätzlich einen normierten Niederschlagsindex als Grundlage, so sind zum Vergleich zwischen Modell und Beobachtungen insbesondere Feucht- (etwa 1950 bis 1970, gezeigt ab 1960) und Trockenperioden (1971 bis 1990) gut zu erkennen.

Pauschal kann für die Ergebnisse der Klimasimulationen gesagt werden, dass der langanhaltende Rückgang des Niederschlags ab Beginn der 70er Jahre, der zu einer ausgeprägten Trockenheit bis Ende der 80er Jahre führte, in beiden Modellen für beide Regionen erkennbar ist. Lediglich die Dauer der Trockenheit an der Guinea Küste wird in den Klimasimulationen kürzer wiedergegeben und ein früherer Wechsel zu normalen bzw. eher etwas feuchteren Jahren (um etwa 1985) unterscheidet sich von dem Verlauf der Beobachtungen. Gleiches Verhalten ist in der nicht gekoppelten Modellversion für die Region des Sahels zu erkennen. Neben diesem Defizit wird zusätzlich die Ausprägung bzw. die Stärke der Variabilität in beiden Regionen deutlich unterschätzt.

Als Gütemaß für die Übereinstimmung der Trends und deren Stärke zeigt eine Korrelationsanalyse zwischen den ECHAM5-Ergebnissen und den Beobachtungen, dass für die Sahelregion der Korrelationsindex bei Verwendung des Vegetationsmodells von 0.55 auf 0.61 steigt. Der Anstieg des Korrelationsindex für die Guinea Küste liegt mit einer Änderung von 0.28 auf 0.43 höher. Dieses kann damit zusammenhängen, dass die Anzahl der durch SVege geänderten Gitterboxen im Bereich der Guinea Küste höher ist. Es ist aber zu betonen, dass die erklärte Varianz in allen Fällen recht gering ist. Der Regressionskoeffizient zwischen diesen Zeitreihen zur Bestimmung der Trendstärke zeigt hingegen, dass dieser für die Guinea Küste um 0.09 auf 0.39 ansteigt, jedoch eine Abnahme um 0.03

auf 0.27 für den Zentral Sahel vorliegt. Da die Zeitreihen nicht in Phase liegen, fällt der Regressionskoeffizient bei diesen normierten Niederschlagszeitreihen so gering aus.

Im Vergleich zur Implementierung von SVege in ECHAM4 fällt der Informationsgewinn in der hier verwendeten Version von ECHAM5 deutlich geringer aus (vgl. auch Abb. 2.12). Auch wenn die Datengrundlage dieser beiden Analysen sich unterscheidet und ebenso der Bezugszeitraum, so ist festzustellen, dass das relativ kleine Signal in ECHAM5 beim Einbau des Vegetationsmodell stabil ist: Auch bei der Wahl leicht verschobener Regionen und Zeiträume (z.B. Juni bis September) ändert sich die Stärke der Korrelation kaum.

7.1.4 Räumliche und zeitliche Variabilität 1960 - 1999

Zur Überprüfung, ob die Wiedergabe der räumlichen Variabilität des Monsunniederschlags durch das Modell korrekt erfasst wird, wird mit Hilfe der EOF-Analyse (engl.: *Empirical Orthogonal Function*) das räumliche Muster auf Basis der Beobachtungs- (Abb. 7.8) und der Modelldaten (Abb. 7.9) interpretiert.

Die ersten drei EOFs zur Beschreibung der räumlichen und zeitlichen Variabilität zeigen drei unterschiedliche Muster, deren gemeinsam erklärte Varianz etwa 76% beschreibt. Ein Nord-Süd Dipol zeigt das Hauptmuster (Abb. 7.8(a)), erklärt 58% der Varianz und ist physikalisch durch die Verschiebung des tropischen Regengürtels erklärbar (vgl. Janicot, 1992). Gleiches Muster ist ebenso bei Verwendung des CRU-Datensatzes (siehe 5.1.2; vgl. Bader, 2005 bzw. Bader und Latif, 2007) erkennbar. Ein weiterer, wesentlicher Teil der Varianz (13%) wird durch ein gleichgerichtetes Muster (Abb. 7.8(c)) beschrieben, das durch die Intensität des Monsuns erklärt werden kann. Dabei sind die küstennahen Regionen niederschlagsbegünstigt und somit sind dort die größeren Werte zu finden. Die dritte EOF (Abb. 7.8(e)) beschreibt mit lediglich 5% ein Muster, das insbesondere den Unterschied zwischen der westlichen und östlichen Küstenregion beschreibt und mit der Ost-West-Verlagerung von ziehenden Niederschlagssystemen in Verbindung gebracht werden kann.

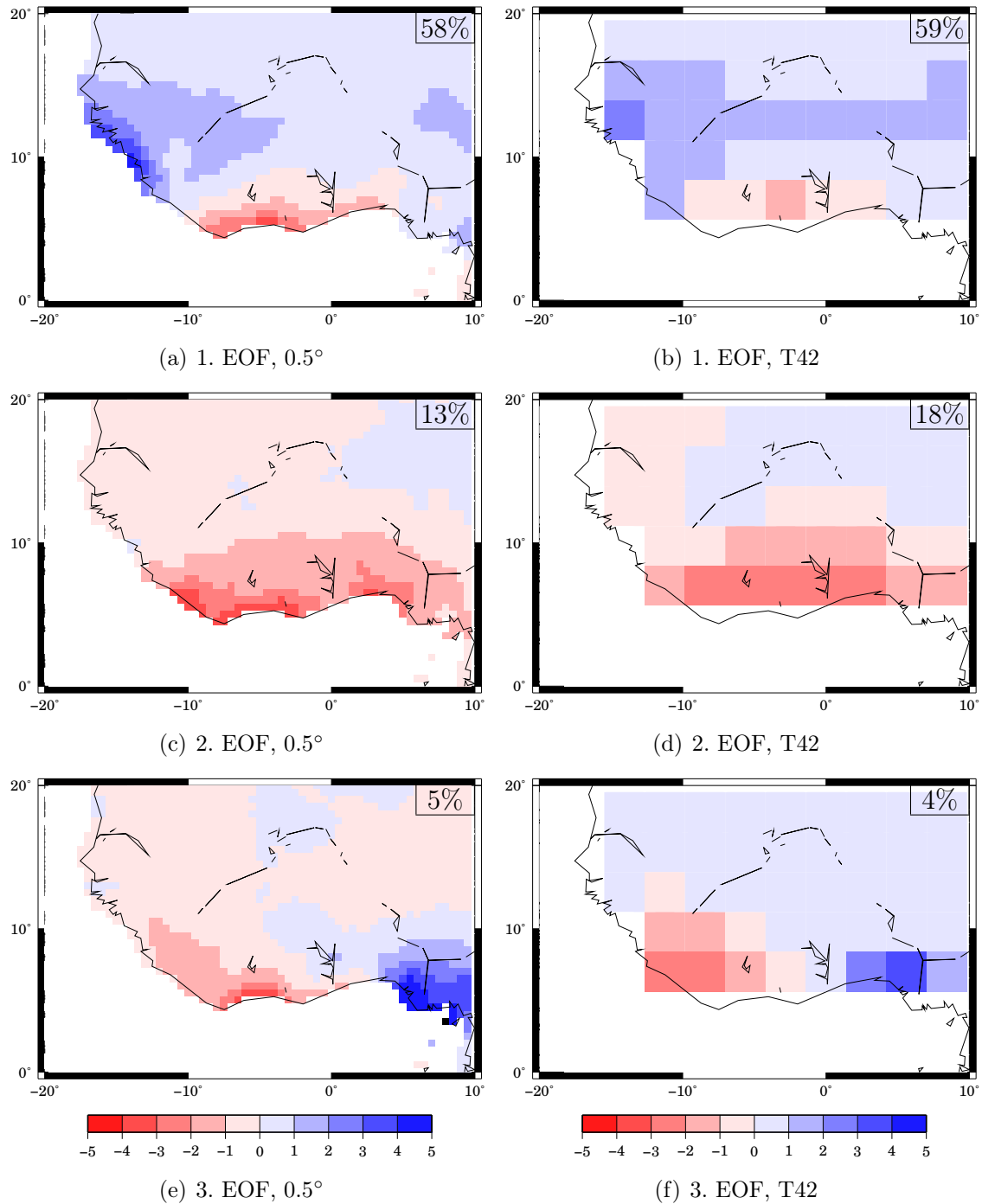


Abbildung 7.8: Erste (oben) bis dritte (unten) EOF des beobachteten Juli bis August Monatsniederschlags für den Zeitraum 1960 bis 1999 in den räumlichen Auflösungen 0.5° (links) und T42 (rechts).

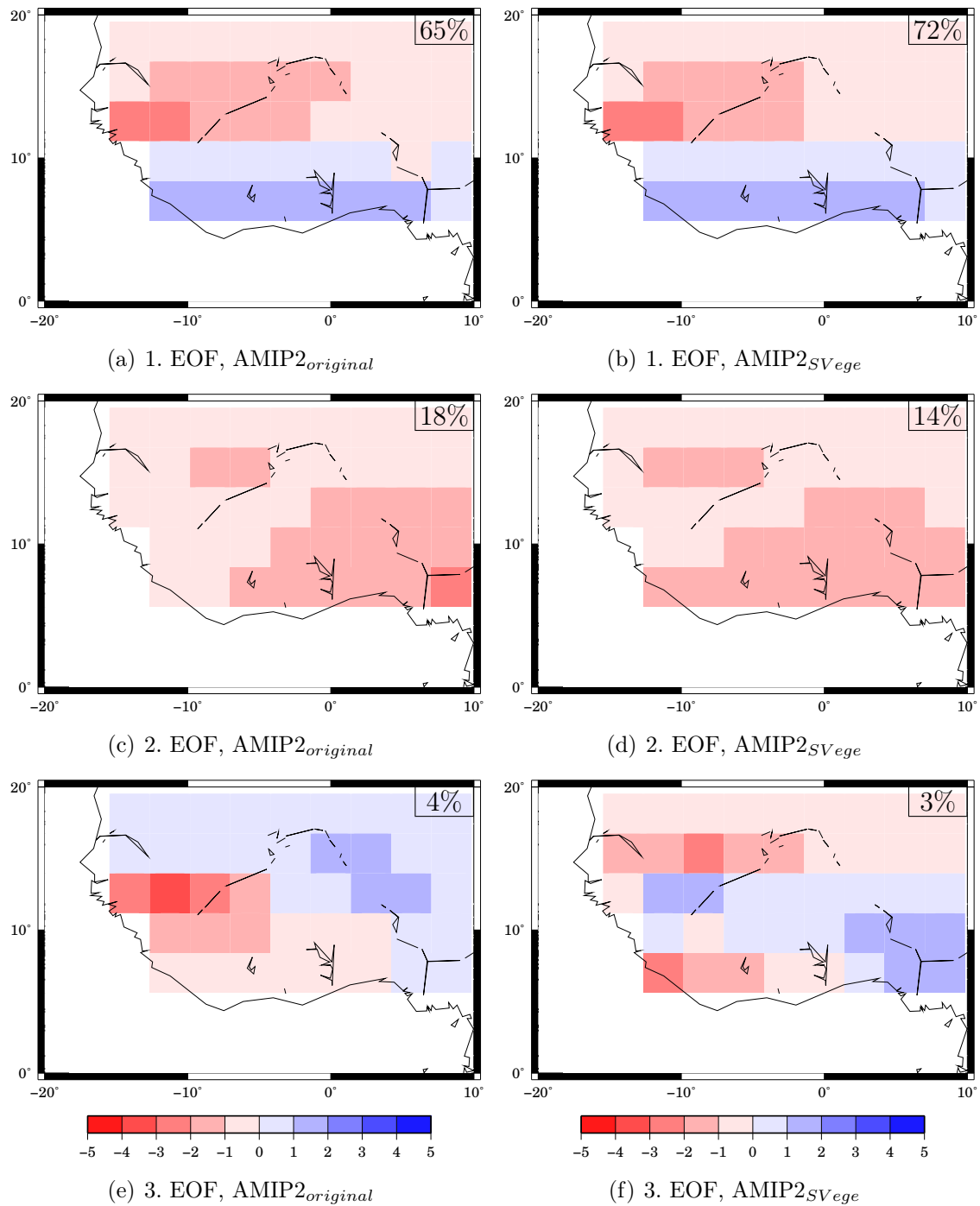


Abbildung 7.9: Wie Abb. 7.8, jedoch für die Simulationsergebnisse aus ECHAM5 ohne (links) und mit (rechts) Vegetationsmodell.

Die Berechnung der EOFs, basierend auf dem räumlich geglätteten Beobachtungsdatensatz, gibt die groben Strukturen des originalen Datensatzes wieder. Ebenso sind die Größenordnungen der erklärten Varianzen gleich, somit wird zur Überprüfung der Übereinstimmung zwischen Modell und Beobachtungsdatensatz dieses Muster (Abb. 7.8(b), 7.8(d) und 7.8(f)) als Referenz genutzt. Die erste EOF zeigt in beiden AMIP2-Simulationen (Abb. 7.9(a) und 7.9(b)) den aus den Beobachtungen erwarteten Dipol, der die Verlagerung des Niederschlagsgürtels in Folge der sich verschiebenden ITCZ zeigt. Das gleichgerichtete Muster der zweiten EOF (Abb. 7.9(c) und 7.9(d)) ist ebenso in beiden AMIP2-Simulationen gut wiedergegeben, insbesondere bei dem gekoppelten Biosphären-Atmosphären Lauf ist die Betonung der Küste markanter. Schließlich zeigt die dritte EOF (Abb. 7.9(e)) in der Standardversion einen gleichen, leicht gedrehten Süd/West - Nord/Ost Dipol ähnlich zu dem Muster der Beobachtungen, jedoch treten Unterschiede im Vergleich zum gekoppelten Modellergebnis (Abb. 7.9(f)) auf, das eine Dreiteilung beschreibt. Da die dritte EOF in den hier gezeigten Mustern immer nur eine sehr geringe Varianz (maximal 5%) beschreibt, wird auf dieses Muster hier nicht weiter eingegangen.

Die räumliche Korrelation zwischen den Monatssummen (Juni bis August) an den Gitterpunkten Westafrikas und dem Flächenmittel einer Region im Sahel (Abb. 7.10) bestätigt den aus der ersten EOF gefundenen Dipol (Abb. 7.10(a)) des Varianzmusters. Die Antikorellation zwischen dem Sahel und der Küstenregion ist ebenso in beiden Versionen von ECHAM5 (Abb. 7.10(b) und Abb. 7.10(c), Ensemblemittel der drei Realisierungen) treffend wieder gegeben. Insbesondere in der gekoppelten Biosphären-Atmosphären Version (Abb. 7.10(c)) ist eine bessere Übereinstimmung zu den Beobachtungen (Abb. 7.10(a)) zu finden.

Während die obigen Aussagen die raumzeitliche Variabilität beschreiben, werden im Folgenden klimatologische Jahressgänge des zonal gemittelten Niederschlags für die Region 5°W bis 5°O analysiert, die den meridionalen Verlauf (0°N - 25°N) des tropischen Niederschlagsgürtels zeigen und gleichzeitig Informationen über die flächengemittelte Intensität liefern. Somit kann verglichen werden, ob die klimatologischen (1960-1999) Eigenschaften über die Dauer, Position und Intensität des Niederschlags durch das Modell wiedergegeben werden. Da über den langen Zeitraum VASCLIM0 keine täglichen Niederschlagsdaten beinhaltet, kann lediglich die Monatssumme und deren zeitlicher Verlauf mit den Beobachtungsdaten verglichen werden. Die Modelldatensätze haben mit ihrer höheren zeitlichen Auflösung von sechs Stunden den Vorteil, Feucht- und Trockenabschnitte aufzuzeigen. Zur Validierung der AMIP2-Simulationen wurden für diese Untersuchung Tagessummen des Niederschlags gebildet und der beobachtete, langjährig gemittelte Jahresgang linear von Monatsdaten auf tägliche Werte interpoliert. Da die hiesige Fragestellung den klimatologischen Verlauf und nicht die Zeitpunkte täglicher Extrema fokussiert, werden die flächengemittelten Zeitreihen zuvor mit einem dreitägigen gleitenden Mittel geglättet und anschließend das Ensemblemittel berechnet.

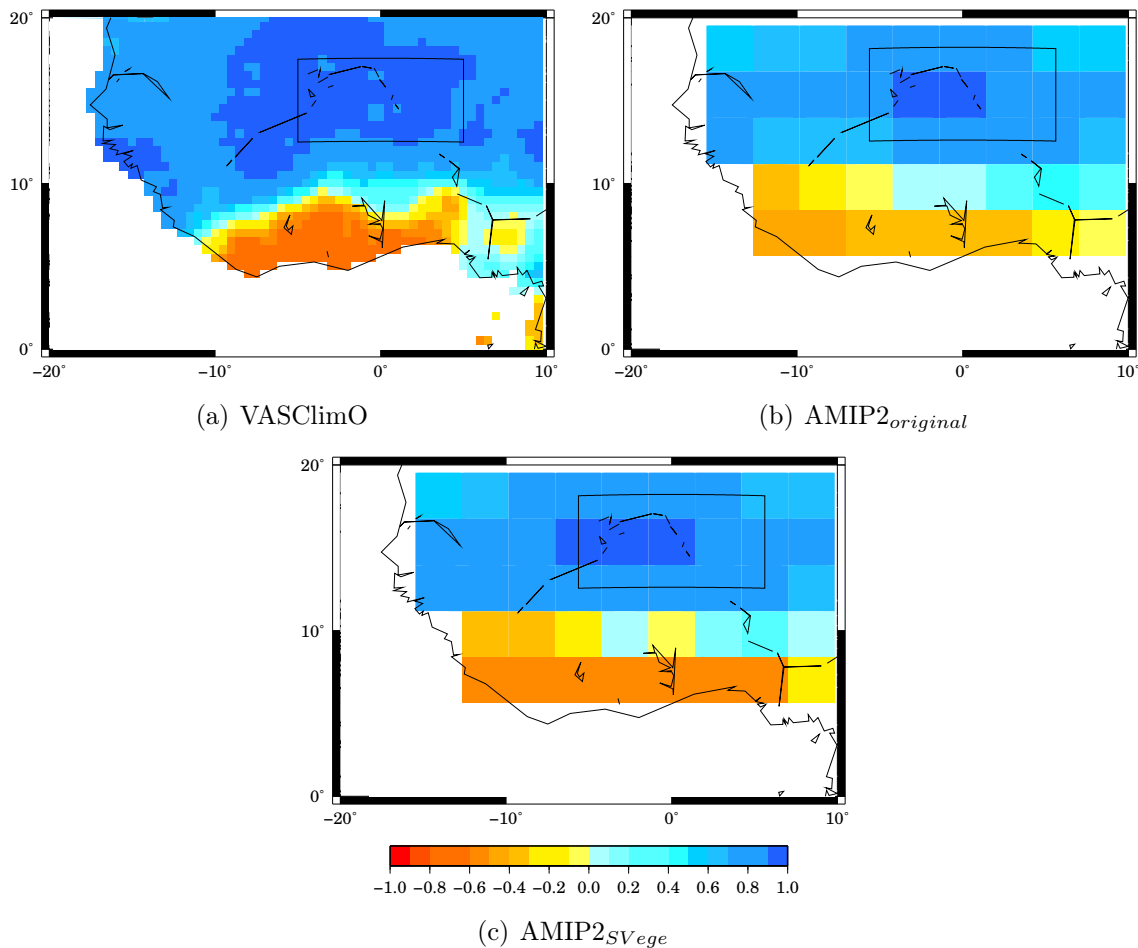


Abbildung 7.10: Mittlere Korrelation der Monatsniederschlagssummen zwischen Flächenmittel des Sahel (Kasten) und den Werten der Gitterboxen der Beobachtungen (oben) und der AMIP2-Simulationen (unten).

Die Hovmöller Diagramme (Abb. 7.11) zeigen eindrücklich anhand der Regionen maximalen Niederschlags die nordwärts gerichtete Verlagerung des Niederschlagsgürtels zu Beginn des Monsuns (April / Mai), der im Mittel seine nördlichste Position bei 12° erreicht und schließlich beim Rückzug zum zweiten Niederschlagsmaximum (September / Oktober) in den Küstenregionen führt (siehe auch Abb. 7.6). Der Vergleich zwischen konvertiertem (Abb. 7.11(b)) und originale (Abb. 7.11(a)) Datensatz zeigt lediglich einen geglätteten Verlauf sowie eine geringe Verwischung der lokalen Maxima und kann somit als Referenz für die AMIP2-Simulationsergebnisse herangezogen werden. Diese bilden das aus den Beobachtungen bekannte Muster sehr gut ab - sogar die lokalen Maxima bzw. die sprunghafte Verlagerung nach Norden im Juni / Juli wird durch beide ECHAM5-Modellversionen (Abb. 7.11(c) und Abb. 7.11(d)) gut getroffen. Die Differenzen (Abb. 7.11(e) und Abb. 7.11(f)) zwischen den Beobachtungen und den Simulationen lassen vermuten, dass die Breite des regenintensivsten Bereichs im Niederschlagsgürtel (siehe dazu auch Abb. 7.1 und Abb. 7.3)

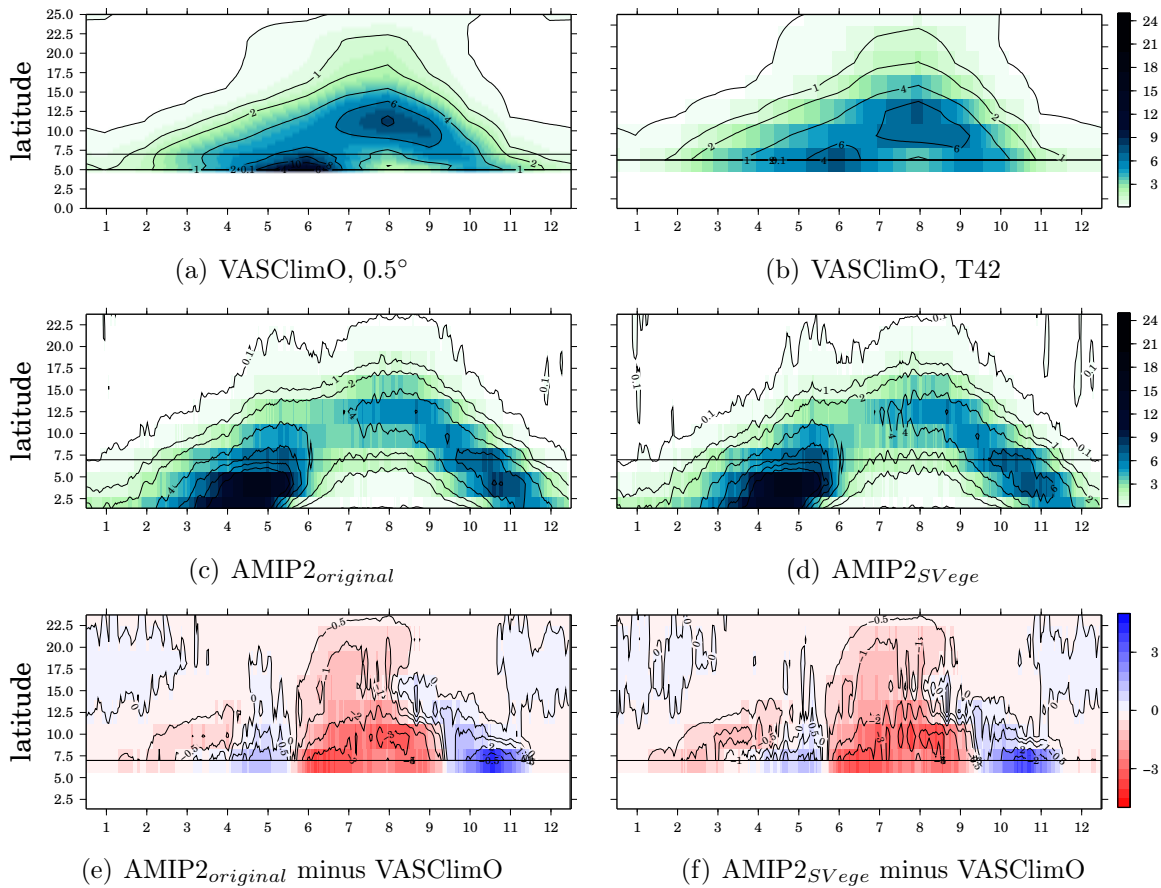


Abbildung 7.11: Vergleich der mittleren zeitlichen meridionalen Verlagerung des Niederschlagsgürtels zwischen den Beobachtungsdaten (oben) und den zwei AMIP2-Simulationstypen (Mitte) sowie die Differenzen aus Modell und Beobachtungsdatensatz (unten). Dargestellt sind die zonal gemittelten (5°W bis 5°O), langjährigen täglichen Niederschlagssummen [mm]. Die vertikale Linie bei etwa 7°N zeigt die Küstenlinie in ECHAM5 im Sinne des Zentrums der südlichsten Land-Gitterboxen der hier untersuchten Region.

unzureichend wiedergegeben wird. So wird an der Küste im Modell zu wenig Niederschlag während der Hauptmonsunzeit (Juni bis September) simuliert, lediglich die Übergangszeiten fallen geringfügig feuchter aus. Eine zeitliche Integration der Daten zeigt ebenso, dass für die Niederschlagssumme pro Breitengrad durchweg die beobachtete Niederschlagsmenge durch das Modell um etwa 200 mm unterschätzt wird, wie es auch die Differenzen der klimatologischen Mittelwerte zeigen (vgl. Abb. 7.1(d) und 7.1(f)). Inwieweit die absoluten Maxima über dem Meer (etwa April und Mai) realistisch sind, kann mit dem Vergleichsdatensatz VASclimO hier nicht beantwortet werden, da dieser nur über Land definiert ist. Die Gegenüberstellung der Simulationsergebnisse zeigt, dass die gekoppelte Version keine signifikanten Unterschiede zur Standardversion von ECHAM5 zeigt. Die zeitliche Verlagerung der Regionen maximaler Intensität als auch die Stärke der Ereignisse sind gleich. Ebenso stimmen die Bereiche der Unter- und Überschätzung (im Vergleich zu den Beobachtungen)

überein. Somit hat das eingebaute Vegetationsmodul keinen Einfluss auf den zeitlichen Verlauf des Niederschlagsgürtels.

Bei der Untersuchung auf Unterschiede in der Wiedergabe täglicher Niederschlagsintensitäten kann auf Grund fehlender, leicht zugänglicher, klimatologisch belastbarer Datensätze nur zwischen den beiden Modellversionen verglichen werden (Abb. 7.12). Dazu ist ein nicht lineares Intensitätsklassensystem (siehe Tab. 7.1) gewählt worden, in das die täglichen Niederschlagssummen¹ des Modells eingruppiert werden.

Klasse	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Int. [mm]	< 0.1	< 0.5	< 1	< 2	< 3	< 5	< 7.5	< 10	< 15	< 25	≥ 25

Tabelle 7.1: Definition eines nicht linearen Intensitätsklassen-Systems zur Eingruppierung der täglichen Niederschlagsdaten

Die Einsortierung in ein Klassensystem gibt Aufschluss über die Verteilung der Niederschlagsintensitäten, jedoch ist die Aussage über die Niederschlagsmenge, die pro Intensitätsklasse fällt, daraus nicht zu erkennen. Die Verteilungen sind sowohl für flächengemittelte tägliche Werte angegeben (zur Einteilung der Regionen siehe Abb. 7.14), als auch für die durchschnittliche Verteilung der Niederschlagsereignisse pro Gitterbox. Aus diesen Unterschieden kann die Heterogenität der Niederschlagsereignisse über die Fläche erfasst werden. So ist beispielsweise zur Kernregenzeit dieser Unterschied in der Klasse 1 (trockene Tage) maximal, da (i) die starken Niederschlagsereignisse regional verteilt sind und das Flächenmittel anheben, (ii) wohingegen andere Bereiche trocken bleiben. Bei der Verteilung fällt auf, dass insbesondere im Sahel die Anzahl der trockenen Tage (Klasse 1) auf Grund der Trockenzeit überwiegt (vgl. Abb. 7.12(a) und Abb. 7.12(c)) sowie im Anhang die Abb. 28 und Abb. 29). Während die Niederschlagsereignisse sich im Sahel eher gleichmäßig auf die niedrigen Klassen zwei bis sechs beschränken, ist für die Guinea Küste eine Verteilung über die stärkeren Intensitäten in Form einer symmetrischen, unimodalen Verteilung zu erkennen (z.B. Abb. 7.12(d)). Die Verteilungen entsprechen den Erwartungen: Die simulierte Anzahl an Ereignissen mit einer hohen Niederschlagsintensität pro Gitterbox (Linien in Abb. 7.12) nimmt mit zunehmender Stärke ab, während die Betrachtung des täglichen Flächenmittels auf eine inhomogene Verteilung der täglichen Niederschlagssummen verweist - anderenfalls würde sich die Anzahl der Ereignisse pro Klasse für die Gitterboxen und das Flächenmittel gleichen. Zusätzlich zeigt die Verschiebung in der Verteilung zu stärkeren Ereignissen in Kombination mit einer im Mittel höheren Anzahl feuchter Tage, dass der Jahresniederschlag im Bereich der Guinea Küste höher ist.

¹Aus technischen Gründen ist bei diesen täglichen Niederschlagssummen der Zeitraum von 0:00 bis 24:00 Uhr und nicht das in der Synoptik übliche Zeitfenster von 6:00 Uhr bis 6:00 Uhr des Folgetages gewählt worden. Da jedoch (i) insbesondere auf klimatologischer Basis dieses keinen Unterschied bewirken sollte und (ii) die Daten mangels Beobachtungszeitreihen nicht mit Messungen verglichen werden, ist die Art der Summenbildungen hier nicht relevant.

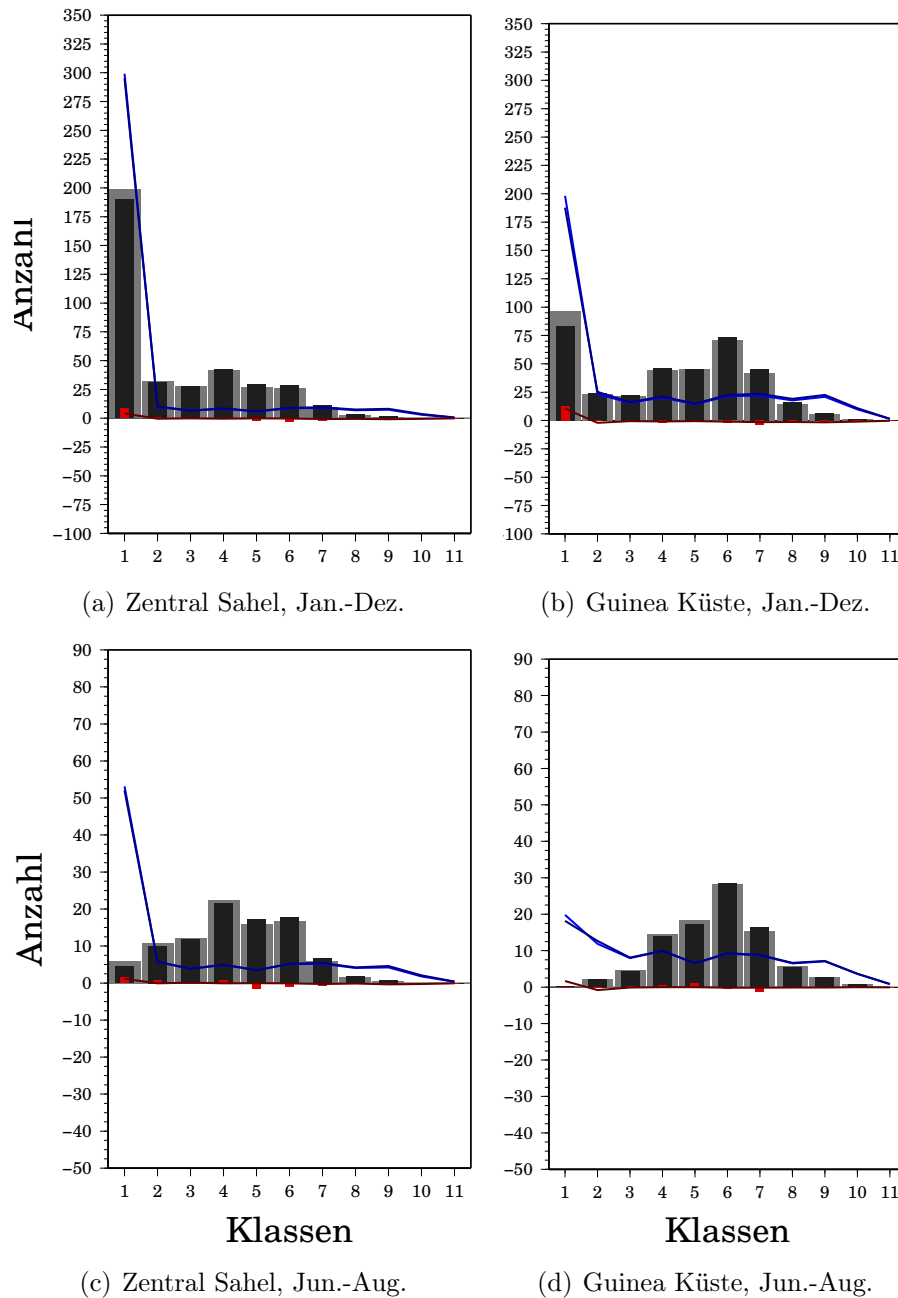


Abbildung 7.12: Klimatologische (1960-1999) Häufigkeitsverteilung täglicher Niederschlagsintensitäten auf ein nicht lineares Intensitätsklassensystem für den Zentral Sahel (links) und die Guinea Küste (rechts) für den Jahres- (oben) und den Juni bis August Niederschlag (unten). Dargestellt sind die Verteilungen für die Niederschlagsintensität des täglichen Flächenmittels (Säulen) und die mittlere Anzahl pro Gitterbox (Linie) für die ECHAM5 Version mit Vegetationsmodell (helle Säulen, blaue Linie) und die Standardversion (dunkle Säule, schwarze Linie) sowie deren Differenz ($AMIP2_{SVege}$ minus $AMIP2_{original}$, in rot).

Das Wesentliche in diesen Untersuchungsergebnissen ist, dass die Aussagen beider Modelle dicht beieinander liegen und keine signifikanten Unterschiede zwischen den Modellver-

sionen vorhanden sind. Dabei ist es egal, welche Region und welche Jahreszeit (Trocken-, Feucht- oder Übergangszeit) untersucht wird. Somit hat das eingebaute Vegetationsmodell keinen signifikanten Einfluss auf die Intensitätsverteilung des täglichen Niederschlags.

Auch die simulierte Dynamik der Atmosphäre im Klimamodell ECHAM5 zeigt bei einer Erweiterung um das Vegetationsmodell SVege keine signifikante Veränderung. So bleibt das Defizit in der Wiedergabe der Lage, Stärke und der Variabilität des mitteltroposphärischen (etwa 650 hPa) afrikanischen Oststrahlstroms (engl.: *African Easterly Jet*, AEJ) bestehen. Der aus den Beobachtungsdaten (Abb. 7.13(a)) gut erkennbare Schlauch maximaler Windgeschwindigkeiten wird im Modell sehr unscharf wiedergegeben und zusätzlich zeigt die im Modell höhere Variabilität, dass die Kontinuität in Kombination mit einem Jahresgang (Nord-Süd Verlagerung) nicht erfasst wird.

Ebenso wird der obertroposphärische (etwa 250 hPa bis 200 hPa) tropische Oststrahlstrom (engl.: *Tropical Easterly Jet*, TEJ) in seiner Stationarität unterschätzt, wie es die um den Faktor zwei größere Standardabweichung des zonalen Windes zeigt. Das hat zur Folge,

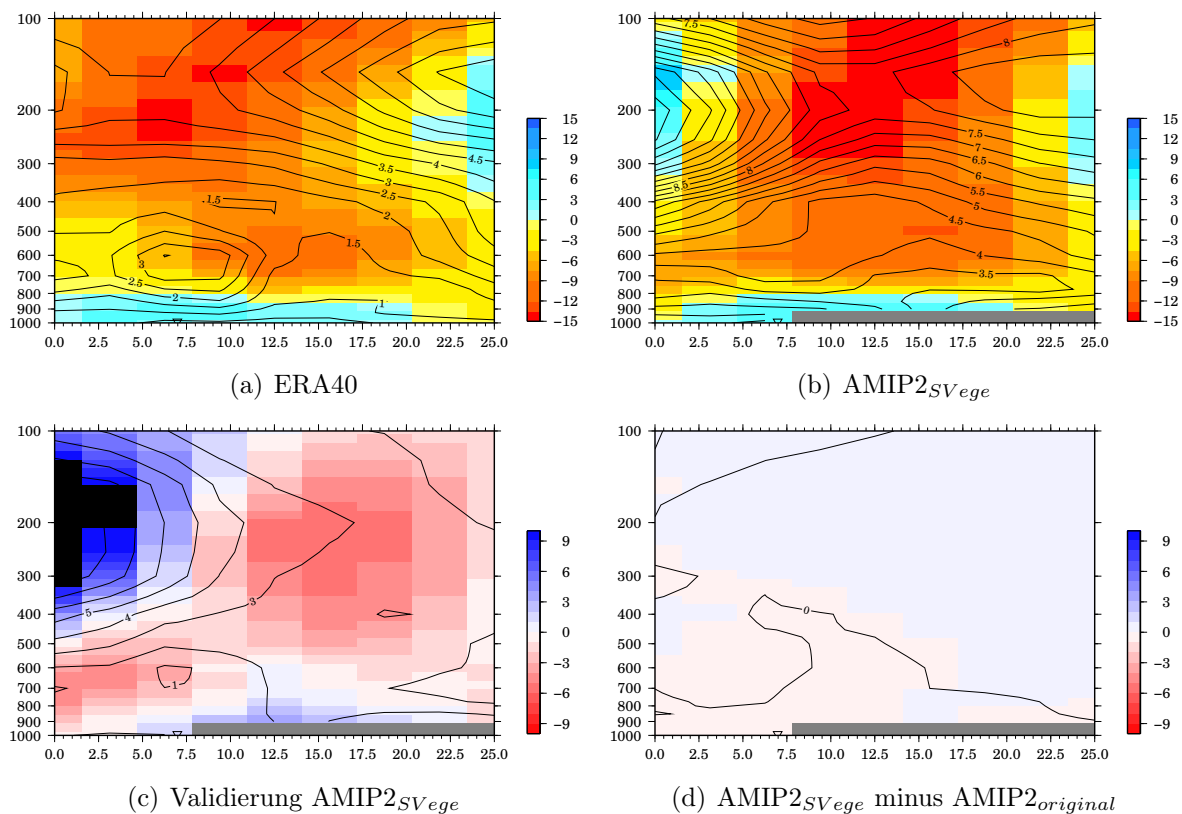


Abbildung 7.13: Stärke und Variabilität des zonalen Windes [ms^{-1}] (auf Jahresbasis) wiedergegeben durch die Reanalysen des ECMWFs (a) und durch die gekoppelte Atmosphären-Biosphären Version ECHAM5 (b) sowie dessen Validierung mit den Beobachtungen (SVege-ERA40; c) und die Differenz zwischen den beiden ECHAM5-Versionen (SVege-Original; d).

dass ein um etwa 3 ms^{-1} überschätztes, stark ausgeprägtes Maximum bis etwa 100 hPa reicht.

Die geringen, nicht signifikanten Differenzen beider Modellergebnisse (Abb. 7.13(d)) zeigen, dass der Einbau des Vegetationsmodells keinen Einfluss auf die Zirkulation der Atmosphäre ausübt und die Ursache der geringen Unterschiede durch die Streuung innerhalb der Simulationen begründet liegt.

7.2 Einfluss der SST auf die Niederschlagsvariabilität

Im Folgenden werden Korrelationsuntersuchungen gezeigt, die den Zusammenhang zwischen den zwei Niederschlagsregionen Sahel (Abb. 7.14(a)) und Guinea Küste (Abb. 7.14(b)) und der beobachteten SST zeigen, wodurch abgeschätzt werden kann, wie sensitiv das Atmosphärenmodell auf die vorgeschriebene SST reagiert. Weiterhin kann dadurch festgestellt werden, ob die beobachteten Zusammenhänge durch das Modell zufriedenstellend wiedergegeben werden. Diese Informationen werden später Grundlage sein, um das aktuelle und zukünftige Klima in den Kontroll- und Szenarienperioden der 240-jährigen Integrationen zu bewerten und zu verstehen.

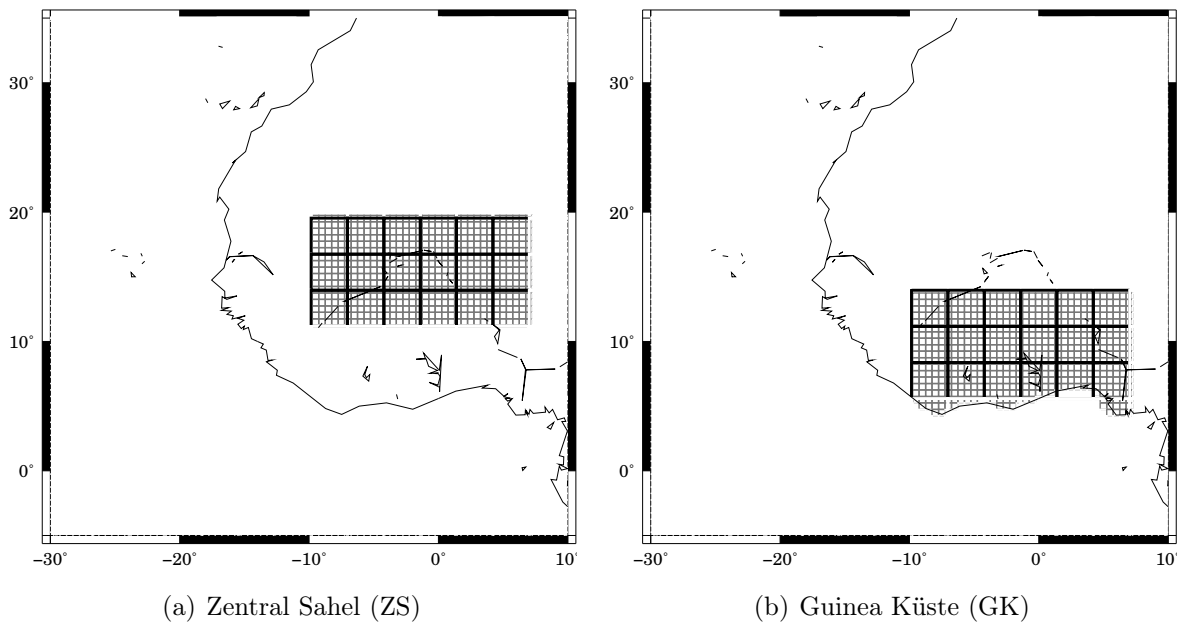


Abbildung 7.14: Definition der Klimaregionen Zentral Sahel (ZS) und Guinea Küste (GK) für regionale Mittelungen. Dargestellt sind die Gittermaschen des Beobachtungsdatensatzes (0.5° , hellgrau) und ECHAM5 (T42, schwarz).

Die Korrelationsmuster zwischen den flächengemittelten beobachteten Niederschlagssummen (Juni bis August) und der Meeresoberflächentemperatur (Abb. 7.15(a) und 7.15(b)) zeigen für die Jahre 1960 bis 1999 im Besonderen den Einfluss des Indiks und des Pazifiks auf die Niederschlagsmengen im Sahel und der Guinea Küste. Bei letzterer ist ebenso die positive Korrelation zwischen den küstennahen Niederschlägen und dem Golf von Guinea markant. Diese decken sich mit den in der Literatur (vgl. Kap. 2.2.1) bekannten und beschriebenen Mustern. Die warme SST im Golf von Guinea fördert einen hohen Feuchtetransport in die Küstenregionen, hingegen sind eher anormal kühle Temperaturen in diesem Bereich mit mehr Niederschlag im Sahel verbunden. Dieses liegt an einer dadurch geförderten Dipolstruktur im Atlantik mit erhöhten Temperaturen im Norden, so dass eine intensive Monsunzirkulation mit einem ausgeprägten Feuchtetransport unterstützt wird. Geringe Temperaturen im Indik, verbunden mit einem dadurch verminderten Aufsteigen in dieser Region, führt über die Telekonnektion der Walker-Zirkulation zu einer Förderung der Konvektion im Sudan bzw. Sahel und führt dort zu einer positiven Niederschlagsanomalie.

Diese Muster werden im Klimamodel gut wiedergeben, insbesondere zeigt die Modellversion mit eingebauter Biosphärenmodellierung (siehe Abb. 7.15(f) und 7.15(e)) stärkere bzw. klarere Muster der oben beschriebenen Ozeanbecken.

Auffällig ist jedoch, dass im Bereich des Pazifiks die Modelle im Vergleich zu den Beobachtungen eine signifikant unterschiedliche Wiedergabe der Telekonnektion zeigen. Während beide Modellversionen für jede hier fokussierte Untersuchungsregion eine positive Rückkopplung zu hohen Temperaturen im Pazifik sehen, zeigen die Beobachtungen einen negativen Zusammenhang. Das bedeutet, dass in El Niño Jahren (hohe SST im östlichen Pazifikbecken) wenig Niederschlag im Sahel bzw. an der Guinea Küste beobachtet wird und durch eine nach Süden verschobene ITCZ zu erklären ist. Hingegen reagiert ECHAM5 in beiden Modellversionen entgegengesetzt auf die geänderte Zirkulation. Dabei fällt auf, dass die Abweichungen zwischen der gekoppelten Version und den Beobachtungen auch in diesem Fall geringer sind.

Die Korrelationsmuster zeigen lediglich ein In-Phase Schwingen, jedoch geben diese Untersuchungen hier keinen Aufschluss darüber, ob die Simulationsergebnisse auf einer physikalisch korrekten Wiedergabe der Atmosphäre beruhen.

7.3 Komposit-Studie extrem trockener und feuchter Jahre

Da die Unterschiede zwischen den beiden Modellversionen recht gering ausfallen, kann der mögliche Einfluss der Implementierung eines Biosphärenmodells ggf. besser aus extremen

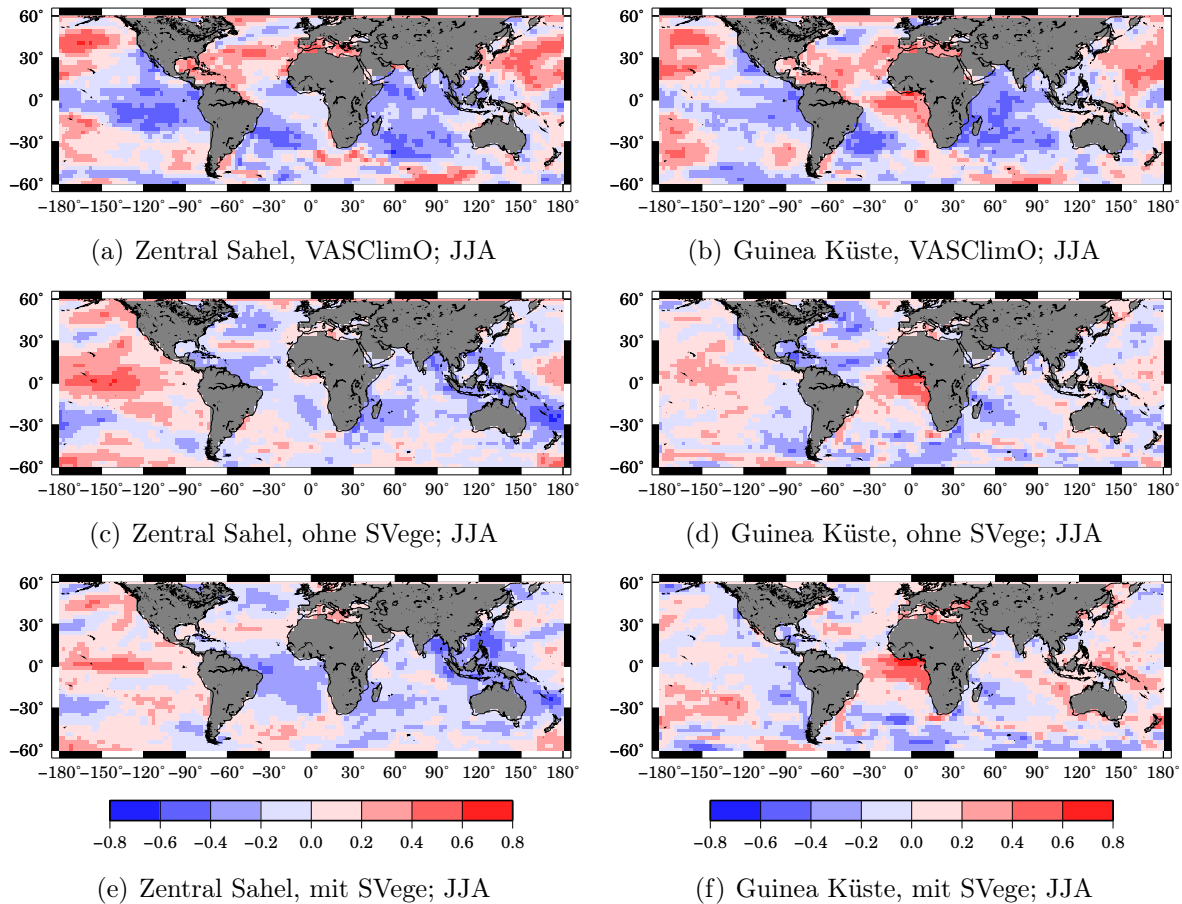


Abbildung 7.15: Korrelation zwischen den flächengemittelten Niederschlagssummen und der beobachteten Meeresoberflächentemperatur für die Jahre 1960 bis 1999. Gezeigt sind die Ergebnisse für die Region des Zentral Sahels (links) und der Guinea Küste (rechts), getrennt nach den Niederschlagsdaten der Beobachtungen (oben), der ECHAM5 Standard Version (Mitte) und der gekoppelten Version (unten). Zur Definition der Regionen vgl. Abb. 7.14.

Zuständen erarbeitet werden, da dann der Einfluss durch das Vegetationsmodell maximal ist. Zu diesem Zweck werden im Folgenden die mittleren Zustände aus extrem feuchten und trockenen Juni bis August - Perioden aus allen drei Ensemble-Realisierungen gebildet, so gehen in jedes Komposit 15 Modelljahre ein. An dieser Stelle wird ausdrücklich darauf hingewiesen, dass die fünf Vertreter der Ensemblemitglieder sich in den einzelnen Realisierungen unterscheiden.

Die Untersuchungen werden getrennt für die Guinea Küste und den Zentral Sahel (siehe Abb. 7.14) durchgeführt, da ein Extremzustand nicht zwangsläufig regionsübergreifend ist und dessen physikalische Ursachen nicht deckungsgleich sind. Die Regionen überlappen sich teilweise, was aus der groben Auflösung des Atmosphärenmodells (etwa 250 km bzw. 2.8125°) resultiert, da die Schnittmenge der Bereiche beiden Regionen zugeordnet werden

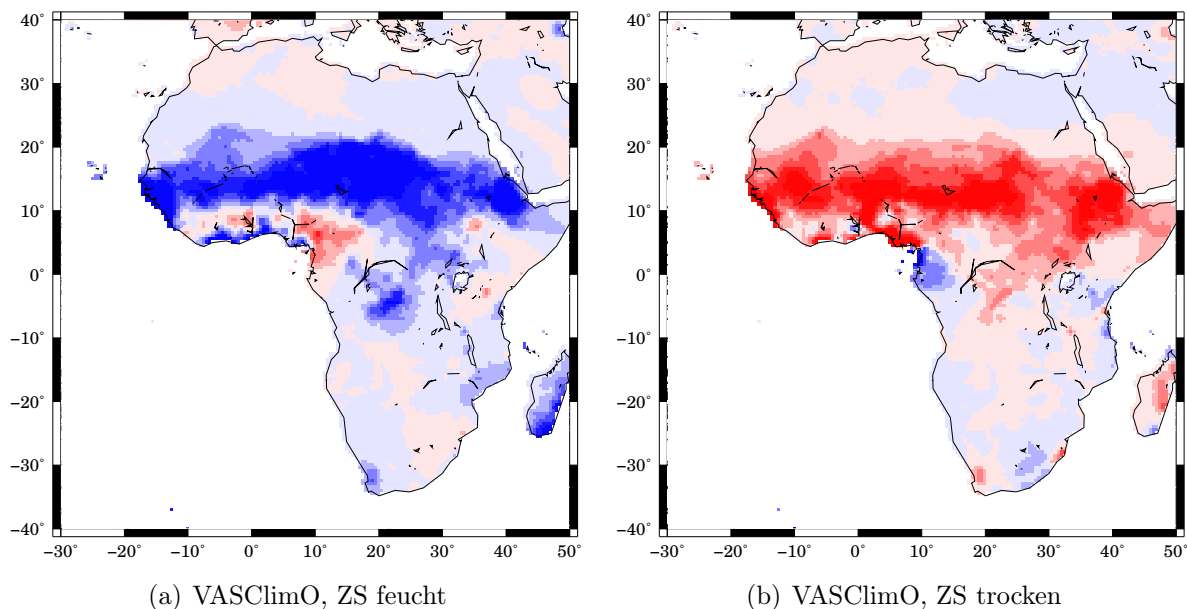
kann und zusätzlich aus statistischen Gründen die Region nicht zu klein gewählt werden sollte.

7.3.1 Niederschlagsverteilung

Aus dem Beobachtungsdatensatz ist für die Niederschlagsverteilung sehr feuchter Jahre im Sahel (Abb. 7.16(a)) klar zu erkennen, dass es ein breites, weit in den Kontinent hineinragendes Niederschlagsgebiet gibt und somit der tropische Niederschlagsgürtel - über ganz Nord Afrika - sehr breit erscheint. Zusätzlich ist eine überdurchschnittlich feuchte Küstenregion und eine trockene Zwischenregion zu erkennen (Abb. 7.16(a)). Im umgekehrten Fall ist dieser Tripol durch eine leicht feuchte Zwischenregion gekennzeichnet (Abb. 7.16(b)).

Diese feine Struktur kann durch das globale Klimamodell (Abb. 7.16(c) und 7.16(e)) nicht aufgelöst werden, hingegen zeigen beide Versionen des Klimamodells eine Dipolstruktur (vgl. Abb. 7.9(b)) mit einer trockenen Küstenregion im Gegenzug zum extrem feuchten Sahel bzw. einer inversen Verteilung für die trockenen Sahel Jahre. Dieses Niederschlagsbild kann ebenso mit einer zur Klimatologie schnelleren (in trockenen Jahren) oder langsameren (in feuchten Jahren) Verlagerungsgeschwindigkeit der ITCZ verbunden sein.

Die mittlere Niederschlagsverteilung aus den sehr trockenen (feuchten) Monsunmonaten Juni bis August in der Küstenregion (Abb. 7.17(b) bzw. Abb. 7.17(a)) zeigt für die Untersuchungsregion ein(en) Niederschlagsdefizit (-überschuss), das (der) sich über den Sahel bis etwa 20°N erstreckt. Diese Jahre beschreiben somit eine Situation, die durch eine sehr schwache (ausgeprägte) Monsunströmung charakterisiert ist und in der wenig (viel)



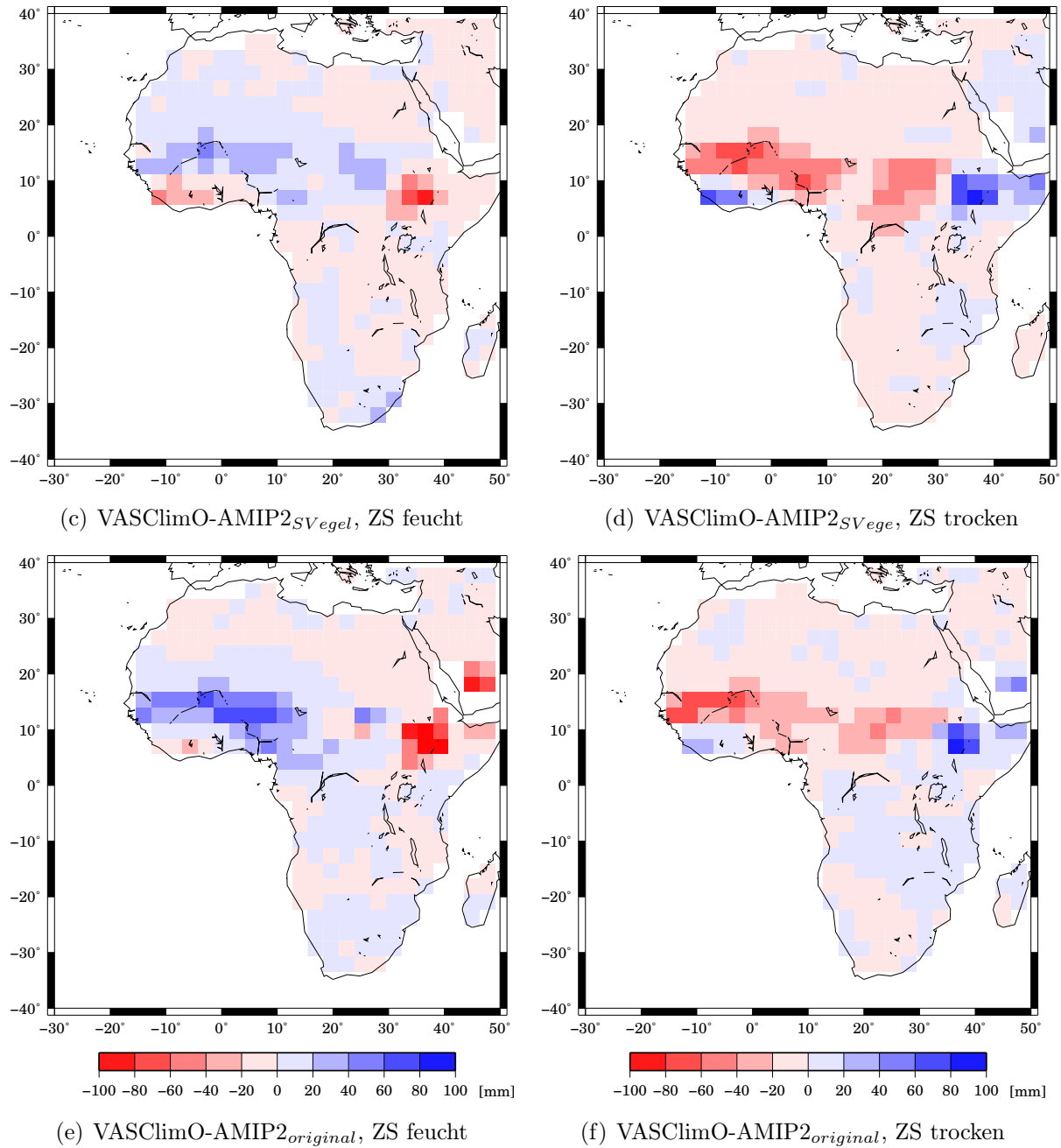


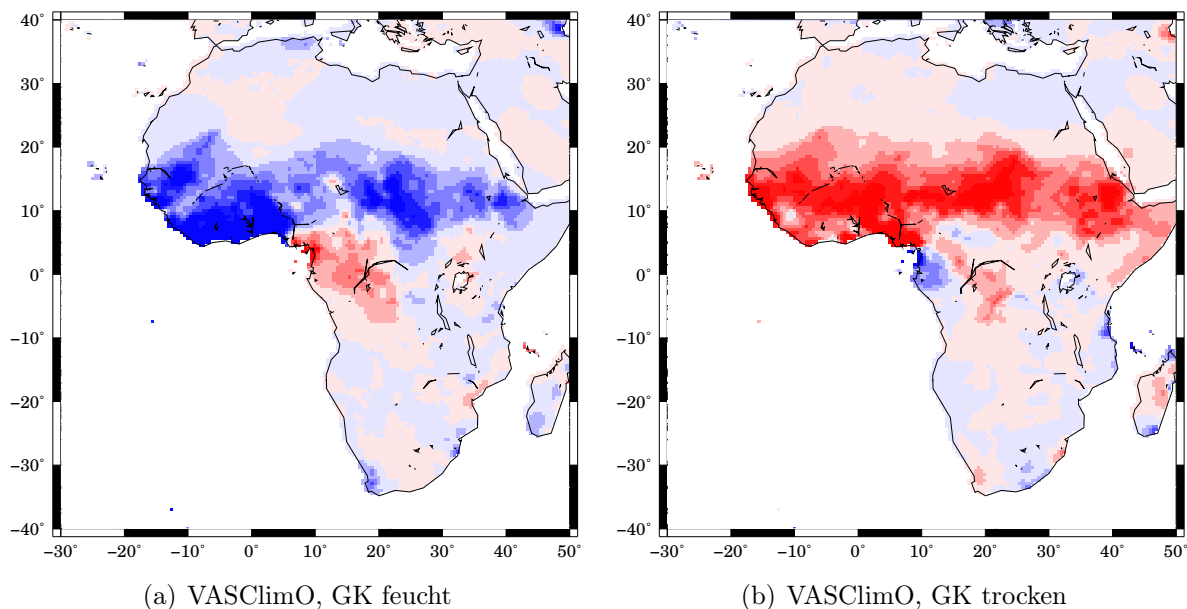
Abbildung 7.16: Differenz [mm] aus dem Juni bis August Komposit-Mittel feuchter (links) bzw. trockener (rechts) Jahre und der Klimatologie (1960 bis 1999) aus den Beobachtungen (oben), getrennt nach den Simulationsergebnissen mit (Mitte) und ohne (unten) SVege. Die Bezugsregion für die Kategorisierung in feucht und trocken ist der Zentral Sahel (ZS; siehe Abb. 7.14(a)).

Feuchtigkeit in den Kontinent getragen wird. Dadurch ist ein paralleles Muster in beiden Regionen (an der Küste und im Inneren des Kontinents) zu finden, das ebenso zu dem

zweit stärksten Varianzmuster (2. EOF, siehe Abb. 7.8(c) und 7.9(d) bzw. Abb. 7.9(c)) der räumlichen Niederschlagsverteilung passt.

Unterschiede zwischen den beiden Simulationstypen sind kaum zu finden. Beide Modelle geben die beobachteten Strukturen wieder, lediglich die Stärke der Differenzen und die genaue räumliche Struktur unterscheiden sich. Auffällig ist, dass die Niederschlagsanomalie im Äthiopischen Hochland immer invers zum umgebenden Muster auftritt. Während bei extrem feuchten und extrem trockenen Jahren die markante Abweichung des tropischen Niederschlagsgürtels sich über die komplette Breite des Kontinents erstreckt, ist dieses Muster in den ECHAM5 Simulationen durch ein relatives Maxima bzw. Minima unterbrochen. Damit sind Abweichungen zu den Beobachtungen an der Stelle zu finden, die im klimatologischen Mittel und im Juni bis August - Mittel das absolute Extrema aufweist. Ebenso ist das Äthiopische Hochland dadurch gekennzeichnet, dass es der einzige Bereich ist, in dem die Niederschlagsmenge durch das Modell überschätzt wird (Abb. 7.3). Durch diese systematischen Fehler ist davon auszugehen, dass (ggf. auf Grund der groben Auflösung) in dieser orographisch gegliederten Region die Niederschläge unzureichend wiedergegeben werden.

Werden die Niederschlagssummen in ihre täglichen Mengen aufgeschlüsselt, so ist für den Sahel in feuchten Jahren eine Betonung an Ereignissen der stärkeren Niederschlagsklassen zu sehen und die Anzahl der trockenen Tage fällt geringer aus (Abb. 7.18(a) und 7.18(b)). Ebenso sind für den Niederschlagsüberschuss in der Küstenregion (i) mehr Ereignisse und (ii) eine Intensitätserhöhung verantwortlich (Abb. 7.18(c) und 7.18(d)). Zwischen den beiden Modellversionen sind keine eindeutigen Unterschiede in Form einer Verschiebung innerhalb der Intensitätsklassen zu erkennen.



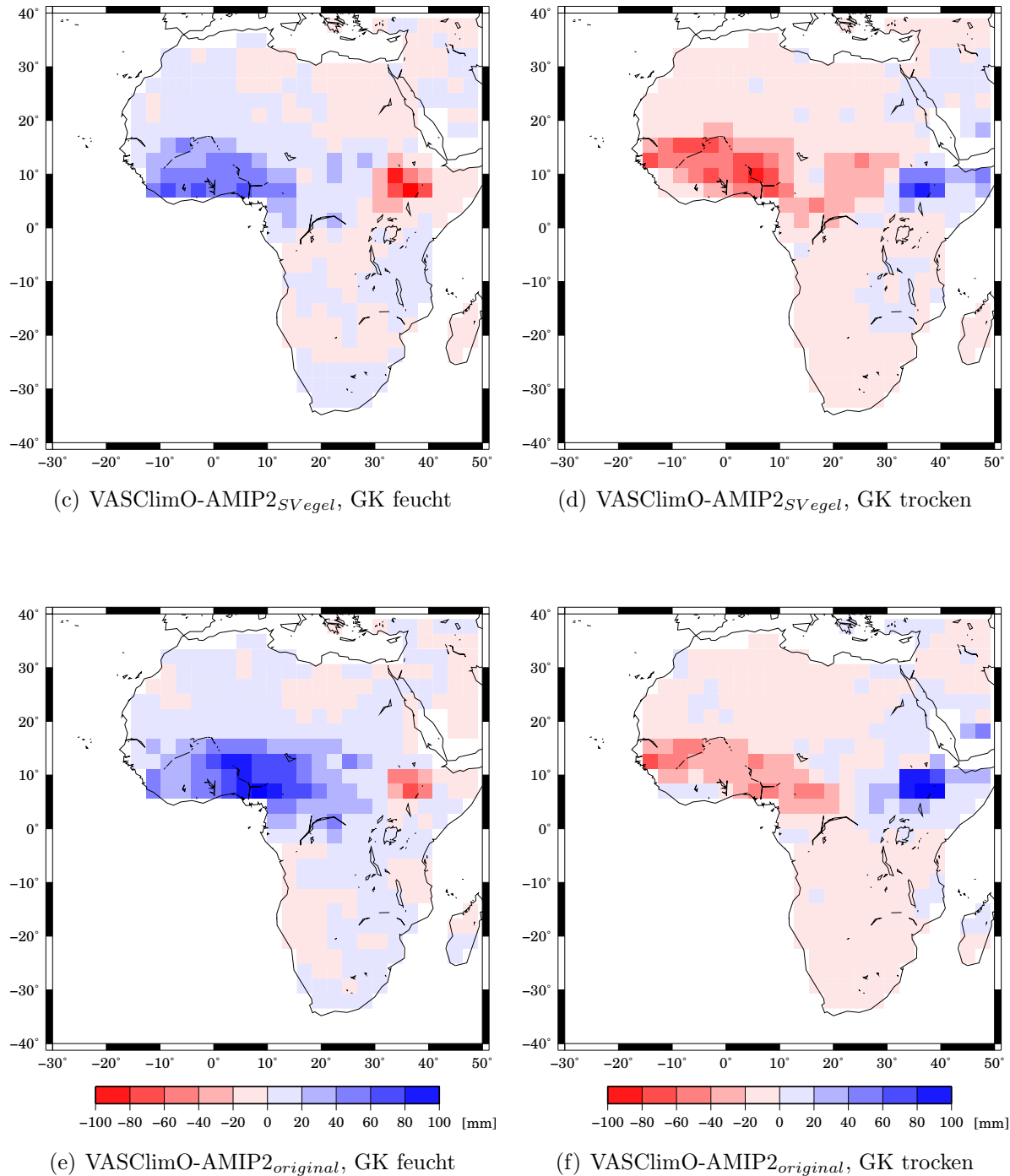


Abbildung 7.17: Wie Abb. 7.16, jedoch für die Guinea Küste (GK).

Insgesamt fällt hingegen auf, dass die Version mit SVege eher zu geringeren Niederschlagsintensitäten als die Originalversion (vgl. auch Abb. 7.12) tendiert.

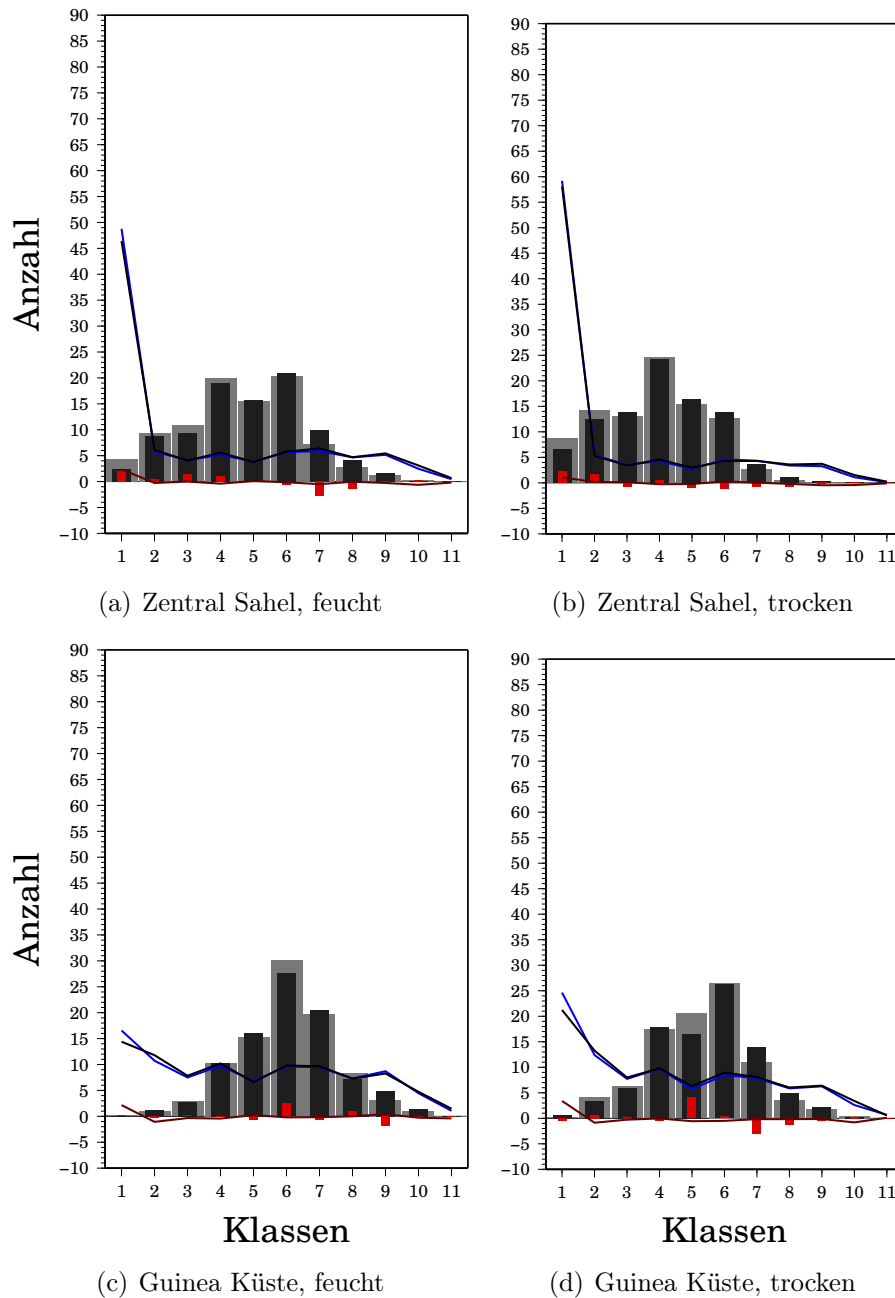


Abbildung 7.18: Wie Abb. 7.12, jedoch als Komposit für feuchte (links) und trockene (rechts) Jahre, getrennt nach Zentral Sahel (oben) und Guinea Küste (unten).

7.3.2 Meeresoberflächentemperatur

Da für die Steuerung des Niederschlagsmusters in Westafrika der SST eine wesentliche Funktion zuzuordnen ist (siehe Kap. 2.2.1), sollten die Komposit der Meeresoberflächentemperatur zu den feuchten und trockenen Extremsituationen in Westafrika ein prägnantes

Anomaliemuster wiedergeben, das Teile der starken Reaktion auf das Niederschlagssignal erklärt. Vergleichend zu den Kompositen der Beobachtungsdaten (Abb. 7.19) wird im Folgenden lediglich auf die SST-Muster der gekoppelten Biosphären-Atmosphären Realisierung eingegangen, da sich die beiden ECHAM5 Versionen nicht signifikant voneinander unterscheiden.

Während die Korrelationsanalyse (siehe Abb. 7.15) für die beiden Regionen (Guinea Küste und Zentral Sahel) unterschiedliche Meeresbecken identifiziert, die mit der Niederschlagsstärke verbunden sein können, decken die Anomalien aus der Komposit-Analyse bei

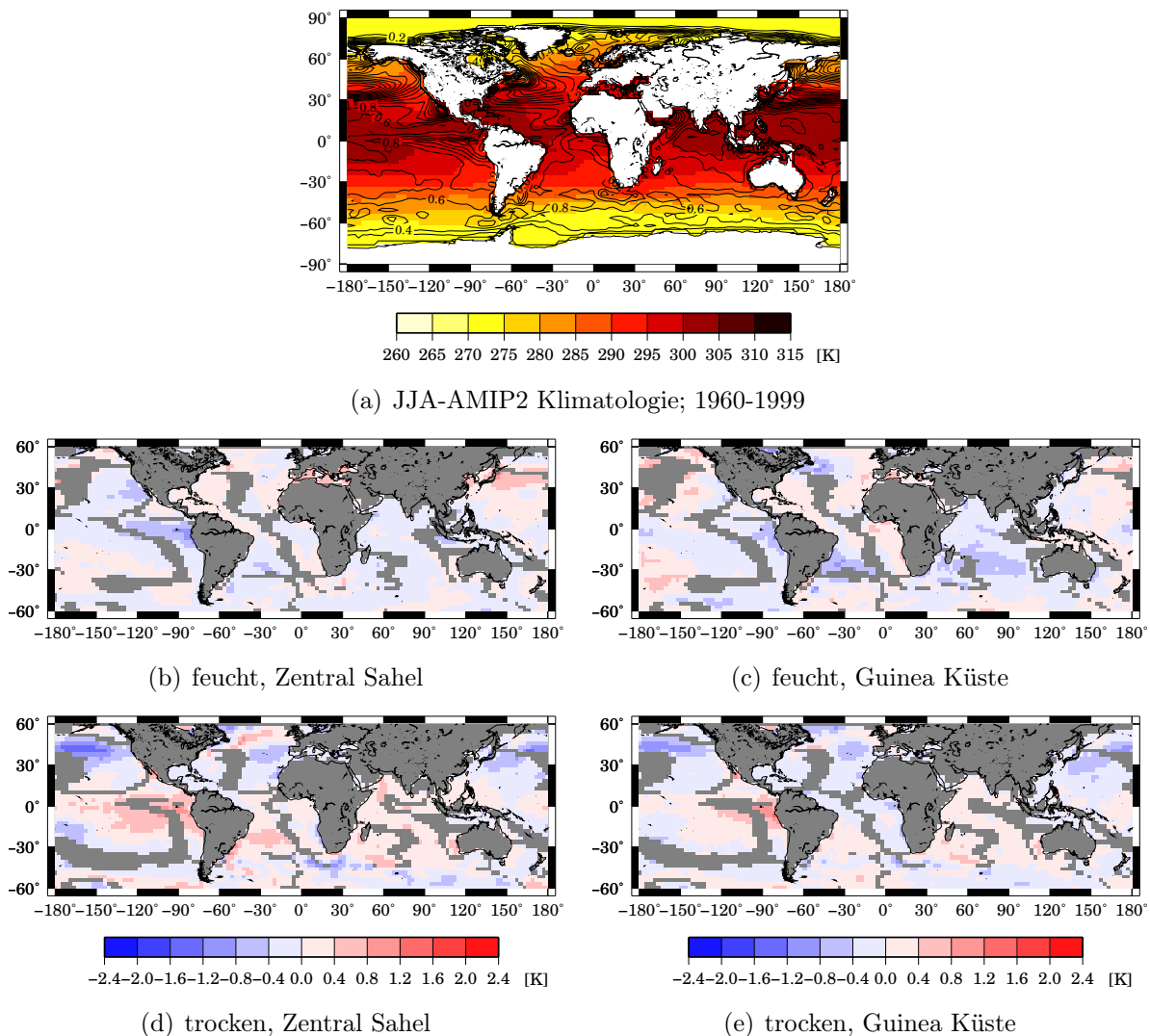


Abbildung 7.19: Signifikante (95%) Abweichungen zwischen dem Komposit der SST extrem feuchter (Mitte) bzw trockener (unten) Sommer (Juni bis August) und dem klimatologischen Mittel (oben, 1960 bis 1999), getrennt für die Sahelregion (links) und die Guinea Küste (rechts) für die Beobachtungsdaten VASCLIMO. Die grauen Bereiche sind nicht signifikant und deshalb ausgeblendet.

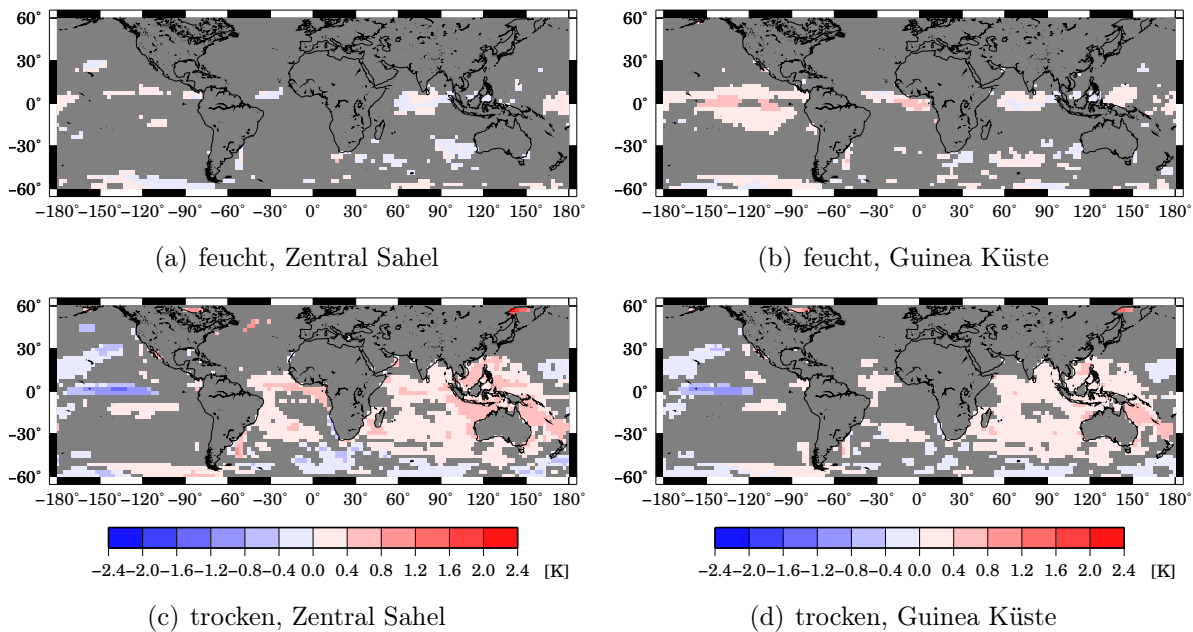


Abbildung 7.20: Analog zu Abb. 7.19(b-e), jedoch für die AMIP2 SVege Simulationen. Die Kompositis beinhalten hier die jeweils fünf extremsten Juni bis August Daten aller drei Realisierungen.

den Simulationsergebnissen nur wenige Regionen ab. Ebenso ist zu erkennen, dass der Einfluss der SST unsymmetrisch ist und somit die Muster, die zu einem trockenen Jahr führen, nicht mit entgegengesetztem Vorzeichen für eine feuchte Periode sprechen (vgl. Balas et al., 2007).

Bei den Beobachtungsdaten fällt insbesondere für niederschlagsreiche Jahre eine niedrige SST im Indik (vgl. Bader und Latif (2003)) auf, während eine niedrige SST im Golf von Guinea mit feuchten Sahel-Zuständen und eine hohe SST mit überdurchschnittlich viel Niederschlag an der Küste in Verbindung gebracht wird. Ebenso unterscheiden sich trockene und feuchte Zustände in Westafrika durch eine hohe (trocken) bzw. niedrige (feucht) Meeresoberflächentemperatur im Pazifik. Dadurch werden prinzipiell die auch schon aus der Korrelationsanalyse (vgl. Abb. 7.15(a) und Abb. 7.15(b)) erwarteten Muster abgedeckt. An dieser Stelle sei ausdrücklich auf die statistische Unsicherheit dieser Kompositis hingewiesen, da jedes Muster sich lediglich aus nur fünf Sommerepisoden zusammensetzt und die Grundgesamtheit dadurch gering ausfällt.

Vergleiche dieser Muster mit den Klimaintegrationen zeigen die positive Korrelation zwischen der Niederschlagsmenge an der Guinea Küste und der SST des Golfs von Guinea (Abb. 7.15(b)), die für feuchte Jahre klar durch eine erhöhte Temperatur um etwa ein Grad zu erkennen ist (Abb. 7.20(b)). Doch im Fall trockener Jahre ist in der gleichen Region keine signifikante Abweichung zu finden (Abb. 7.20(d)). Anders hingegen zeigt der Pazifik

zu Zeiten eines trockenen Sahels ein schwächeres und zu Zeiten einer feuchten Küste ein stärkeres ENSO-Muster.

Bei unterdurchschnittlichen Niederschlagsmengen im Sahel und an der Guinea Küste ist zeitgleich eine erhöhte SST im Indik zu sehen. Dieses legt die Vermutung nahe, dass die von Bader und Latif (2003) angestellte und in Form von Sensitivitätsstudien mit ECHAM nachgewiesene Theorie einer zonalen Verknüpfung über die Walker-Zirkulation in dem Komposit der extremen trockenen Jahre ebenso wieder zu finden ist. Die signifikante Erhöhung der SST im äquatorialen Bereich des Atlantiks führt zu einem Anstieg des Temperatur-Dipols und somit zu einer Reduktion des Niederschlags im Sahel (Abb. 7.20(c)), was die Korrelationsergebnisse bestätigt.

7.3.3 Strahlung, Temperatur und Wolkenbedeckung

Auch wenn im Vordergrund dieser Arbeit die verbesserte Wiedergabe des Monsunklimas steht, so kann das Vegetationsmodell SVege die Niederschlagsmengen nur indirekt beeinflussen. Das Vegetationsmodell reagiert direkt mit einer verzögerten Reaktionszeit auf das pflanzenverfügbare Bodenwasser durch Berechnung eines aktuellen LAI, der zur Berechnung einer zeitabhängigen Albedo führt und somit direkt in das Strahlungsschema am Boden einwirkt. Hingegen steht der Einfluss auf die Niederschlagssimulation eher am Ende der Prozesskette. Die Veränderungen der Albedo führen zu einer geänderten Transpiration und Verdunstung, wodurch Feuchtigkeit wieder an die Atmosphäre zurück gegeben wird. Die vorhergehenden Abschnitte zeigen, dass die Änderungen in der Wiedergabe des Niederschlags gering ausfallen, deshalb ist der Fokus in diesem Unterkapitel auf die Strahlung, die Temperatur und den Wolkenbedeckungsgrad gelegt, um zu testen, was der Einbau von SVege bewirkt.

Dazu werden im Folgenden die Komposits der extrem feuchten und trockenen Jahre (siehe Kap. 7.3.1) gegenübergestellt. Die folgenden Abbildungen wiederholen sich jeweils in der Darstellung der täglichen, mittleren Niederschlagswerte (hell bzw. dunkel graue Säulen für trockene bzw. feuchte Jahre) der berücksichtigten Untersuchungsregion (Zentral Sahel bzw. Guinea Küste), um die Vergleichbarkeit der aufgetragenen Untersuchungsgrößen (Energieflüsse: Abb. 7.21; Bedeckungsgrad: Abb. 7.23; Temperatur: Abb. 7.22) sicher zu stellen.

Vergleiche der Energieflüsse (Abb. 7.21) mit Stationsmeldungen (Timouk et al., 2008) zeigen, dass die Größenordnung und der Verlauf des sensiblen Wärmeflusses (Abb. 7.21(b) und 7.21(a)) durch das Modell gut wiedergegeben wird, wobei bedacht werden muss, dass in den hier gezeigten Daten ein Flächenmittel über eine heterogene Region eingeht und der Vergleich zu Stationsdaten nur eingeschränkt möglich ist.

Die Werte des sensiblen Wärmeflusses liegen im südlichen und feuchteren Küstenbereich (Abb. 7.21(b)) unter den Werten der Sahelregion (Abb. 7.21(a)) und die (relativen) Maxima sind vor dem Eintreffen des monsonalen Niederschlags zu finden. Bei der bimodalen Niederschlagsverteilung im Küstenbereich ist ein relatives Extremum zwischen September und Oktober identifizierbar. Der Fluss der latenten Wärme (Abb. 7.21(d) und 7.21(c)) erreicht, wie erwartet, sein Maximum in Folge der höchsten Niederschlagsintensität in der Regenzeit. Da der latente Wärmefluss direkt auf die vorhandene Feuchte bzw. den Niederschlag reagiert, spiegelt sich deren unimodale (Zentral Sahel) bzw. bimodale (Guinea

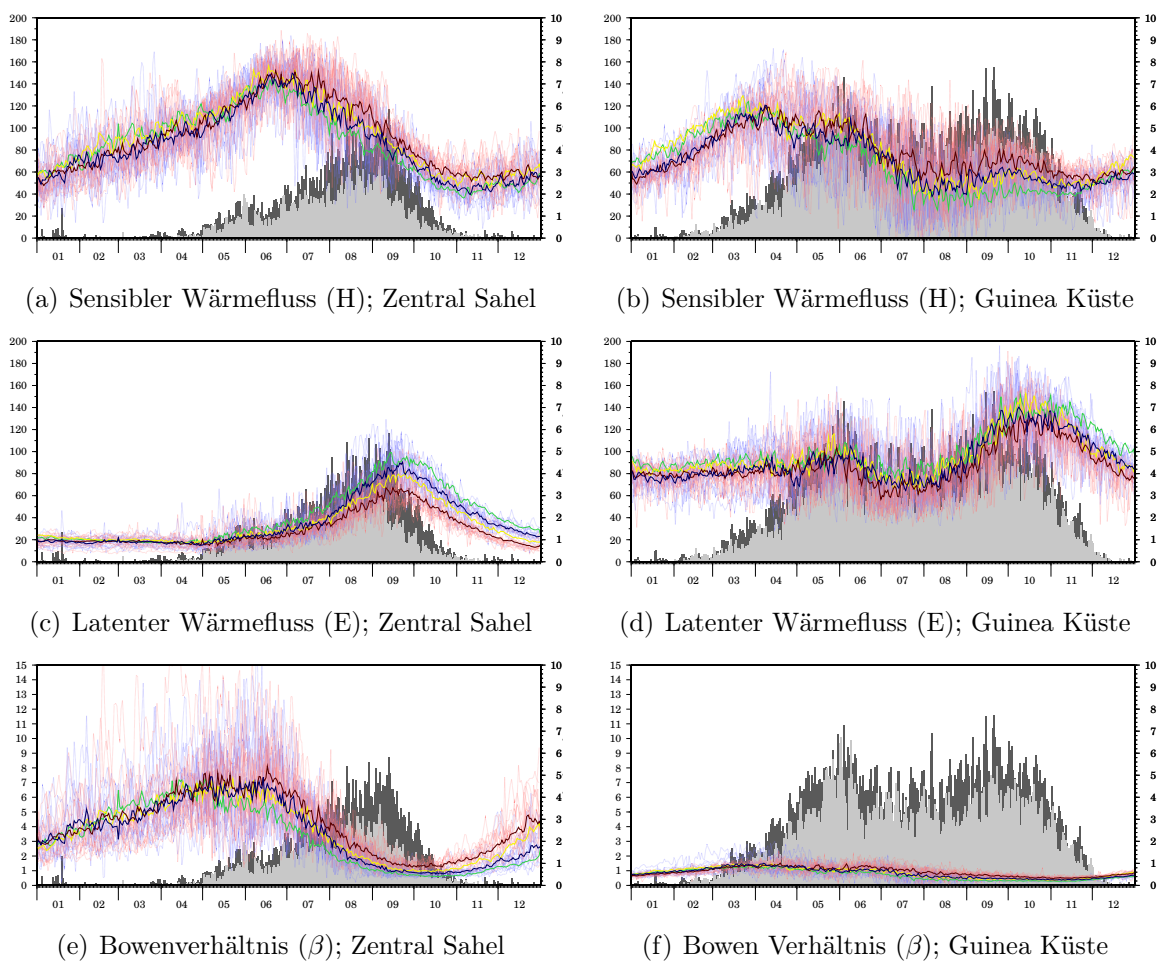


Abbildung 7.21: Unterschiede in dem mittleren Jahresgang des flächengemittelten Flusses sensibler (H; oben), latenter (E; Mitte) Wärme [Wm^{-2}] und dem Bowenverhältnis (β ; unten) (linke Ordinate), getrennt für die Guinea-Küste (rechts) und den Zentral Sahel (links), zwischen den beiden ECHAM5-Modellsimulationen (original: gelb und grün; SVege: blau und rot) für die Ensembledittel (dicke Linie) der trockenen (rot und gelb) und feuchten (blau und grün) Jahre des beobachteten Klimas (AMIP2) sowie die einzelnen Ensembledmitglieder für ECHAM5+SVege (gepunktete Linien). Die Säulen zeigen die mittlere, tägliche Niederschlagsintensität [mm] für ECHAM5+SVege (rechte Ordinate) im Verlauf eines trockenen (dunkel) und feuchten (hell) Jahres.

Küste) Verteilung hier wieder. Neben dem Jahresgang werden auch die Unterschiede zwischen trockenen und feuchten Jahren durch das Modell gut wiedergegeben. Erst am Ende der Regenzeit divergieren systematisch die Zeitreihen des Ensemblemittels für feuchte und trockene Jahre, was auf den Unterschied in der Bodenfeuchte bzw. die Länge der Regenzeit zurückzuführen ist. In der Onset-Phase des Monsuns ist hingegen ein deckungsgleicher Verlauf zu erkennen, der zeigt, dass ein *water recycling* durch das Modell nicht erfasst wird.

Signifikante Unterschiede zwischen den Modellversionen sind nicht zu finden. Lediglich die unterschiedlichen Tendenzen zwischen dem gekoppelten Atmosphären-Vegetations Modell und der Standardversion zeigen einen Einfluss der berücksichtigten Vegetation auf die Modellergebnisse. So liegen beispielsweise nach Beginn der ersten starken Niederschläge in der Regenzeit (Sahel: ab Juni; Guinea Küste: ab Mai) die Werte der sensiblen Wärme in der gekoppelten Version über denen der Standard-Version. Das bedeutet, dass mit dem einsetzenden Niederschlag die Albedo abnimmt (wg. wachsender Vegetation) und auf Grund geringerer Reflexion der Anteil des sensiblen Wärmeflusses in der gekoppelten Modellversion systematisch höher liegt. Erwartet wird eigentlich ein Anstieg des latenten Wärmeflusses auf Grund von Verdunstung. Dieser Anstieg ist im Jahresgang zu finden, doch die Werte der nicht gekoppelten Version liegen unerwartet höher als die der gekoppelten Variante, was prinzipiell für weniger Vegetation in der gekoppelten Version sprechen würde. Der Einfluss variierender Einstrahlung auf Grund von Unterschieden im Wolkenbedeckungsgrad (Abb. 7.23) sollte auszuschließen sein, da dessen Differenzen unsystematisch ausfallen.

Die Informationen des sensiblen und latenten Wärmeflusses lassen sich kompakt durch deren Quotienten $\beta = \frac{H}{E}$ ausdrücken. Während für die Region des Zentral Sahels der niederschlagsreiche Zeitraum deutlich durch geringe Werte auf Grund eines hohen latenten Wärmestroms sowie des Anstieg von β zum Jahresende auf Grund ausbleibender Niederschläge zu erkennen ist, so zeigt der Quotient für die Guinea Küste einen leicht um eins schwankenden Wert.

Wesentlich zu erwähnen ist, dass dieser hier gezeigte Unterschied in den Wärmeflüssen von einem weiteren Effekt überlagert wird, der ggf. primär den Verlauf der Energieflüsse steuert. Die simulierten Niederschlagsmengen in den unterschiedlichen Versionen weichen voneinander ab. Das Komposit des Niederschlags aus der gekoppelten Version liegt sowohl in trockenen als auch in feuchten Jahren unterhalb der Standard Version, wodurch ein geringerer latenter Wärmefluss zum Ende der Regenzeit im Zentral Sahel mit gesteuert wird. Für die Küstenregion ist zu erkennen, dass während der gesamten Hauptregenzeit (Mai bis Oktober) die Werte des sensiblen Wärmeflusses in der gekoppelten Version höher liegen.

Der erwartete bimodale Verlauf der Niederschlagsintensität über der Guinea Küste und die unimodale Verteilung im Sahel werden durch das Modell korrekt wiedergegeben, ebenso wird durch den integralen Wert der hell- und dunkelgrauen Flächen die unterschiedliche Niederschlagsmenge für die Komposits deutlich. Die bi- und unimodale Verteilung spiegelt

sich ebenso in den Temperaturzeitreihen wieder und die relativen Minima decken sich mit den Zeiträumen maximaler Niederschlagsintensität, die mit einem hohen Bedeckungsgrad und dadurch reduzierter solarer Einstrahlung (siehe Abb. 7.23) verbunden sind, ebenso liegen im Durchschnitt die Sahel-Temperaturen höher als die der Küstenregion.

Für die Temperaturzeitreihen (Abb. 7.22) ist zu erkennen, dass in trockenen Jahren die maximalen und auch die minimalen Temperaturen höher liegen als die jeweiligen Temperaturen in feuchten Jahren. Insgesamt ist der Verlauf der minimalen und maximalen Temperatur parallel, wenn auch ein Versatz um etwa 2.5 K zwischen diesen Temperaturen liegt. Insbesondere in der Hauptregenzeit (Juli bis September) sind die Unterschiede gut zu erkennen. Die Unterschiede in der Niederschlagssumme resultiert fast ausschließlich aus höheren Intensitäten in der Hauptregenzeit und zu kleinen Teilen aus den Übergangszeiten. Während in beiden Regionen in fast allen Kompositen der Temperaturverlauf zu Beginn eines Kalenderjahres deckungsgleich ist, fällt auf, dass im Sahel die Temperaturen der feuchten Jahre im Januar und Februar unterhalb der Vergleichsdaten liegen, woraus auf eine Restfeuchte des Vorjahres geschlossen werden könnte, die im Sinne eines Niederschlagsrecyclings (engl. *water-recycling*) initiiierende Bedingungen durch hohe Verdunstung und Restfeuchte im Boden für ein feuchtes Jahr gibt. Diese These wird durch die Daten der Wärmeflüsse (Abb. 7.21) jedoch nicht bestätigt.

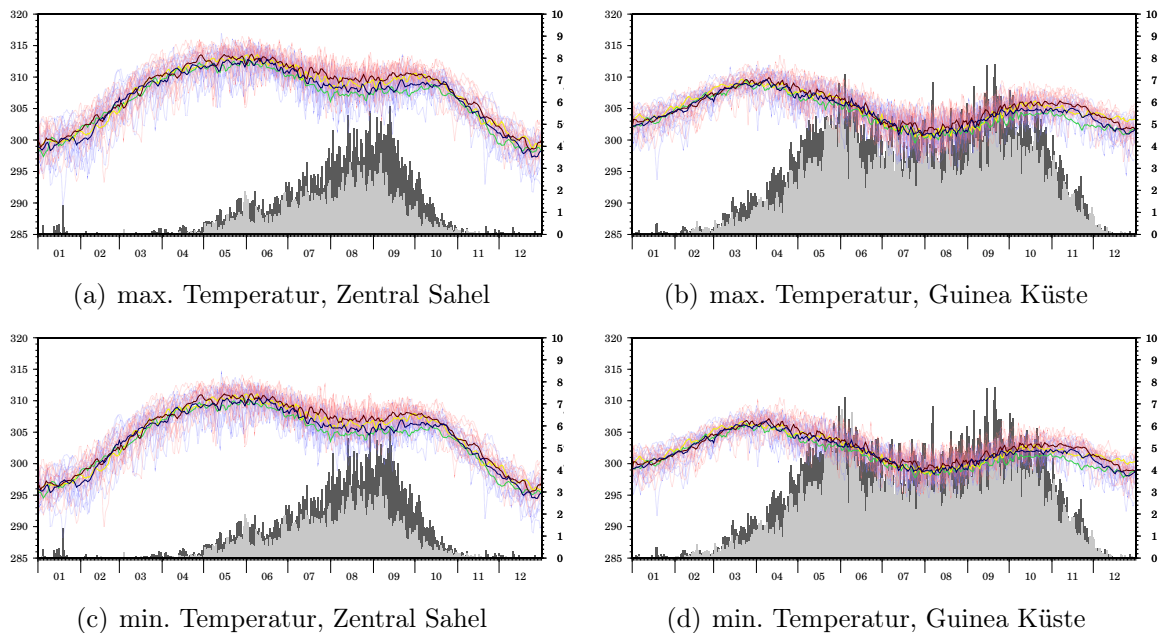


Abbildung 7.22: Wie Abb. 7.21, jedoch für die täglichen maximalen (oben) und minimalen (unten) Temperaturen [K].)

Auch bei der Wiedergabe des Wolkenbedeckungsgrads (Abb. 7.23) trifft das Modell den erwarteten Jahrgang, wenn auch nicht die Stärke, da die durchschnittliche Bewölkung im Zentral Sahel gleich der der Küstenregion ist. Der Verlauf des Bedeckungsgrads folgt den

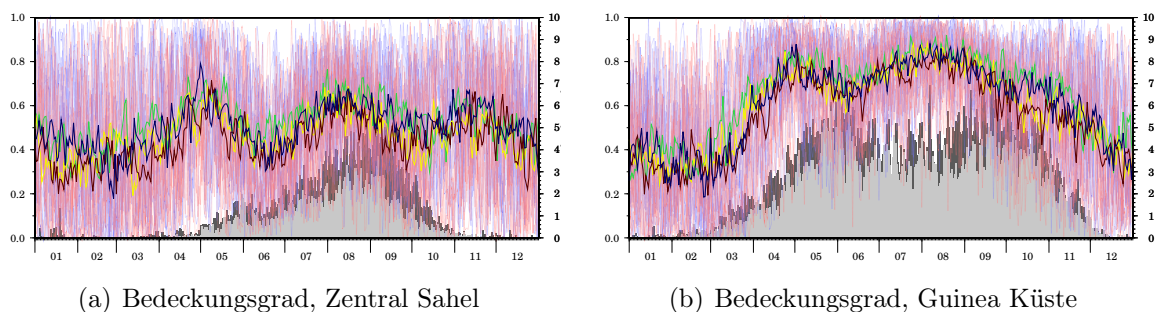


Abbildung 7.23: Wie Abb. 7.22, jedoch für den Bedeckungsgrad.

Niederschlagsintensitäten, lediglich in den Übergangszeiten zur Hauptregenzeit bzw. der Trockenzeit sind relative Maxima zu erkennen, die auch den Beobachtungen entsprechen. So ist beispielsweise für die Monsun-Onset Periode an der Guinea Küste der maximale Bedeckungsgrad Ende April erreicht, doch mit den ersten stärkeren Niederschlägen im Mai sinkt der Bedeckungsgrad und erreicht erst wieder zur Hauptregenzeit das schon zuvor erreichte Extremum. Zu den Zeiten dieser relativen Maxima ist die Feuchtigkeit der Atmosphäre hoch, doch es fällt kaum Niederschlag, so dass sich der Bedeckungsgrad auf einem hohem Niveau hält. Erst beim Ausfallen des Niederschlags ist mit einer gleichzeitigen Wolkenauflösung zu rechnen, die den durchschnittlichen Bedeckungsgrad sinken lässt. Gleiches ist für die Onset-Phase des Monsuns im Zentral Sahel durch ein erstes, relatives Maximum im Kalenderjahr Anfang Mai zu erkennen. Die Unterschiede zwischen den Modellversionen im Bezug auf den Wolkenbedeckungsgrad sind gering, ebenso unterscheiden sich auch die feuchten und trockenen Jahre kaum, da die Niederschlagsdifferenz im Wesentlichen aus stärkeren Ereignissen in feuchten Jahren resultiert und trockene Jahre im Modell nicht durch trockene Abschnitte (engl.: *dry spells*) charakterisiert sind.

7.4 Resümee

Die raum-zeitliche Verteilung des Niederschlags in Westafrika, der durch das komplexe System des Westafrikanischen Monsuns gesteuert wird, kann durch ECHAM5 realistisch wiedergegeben werden. Die einzelnen Untersuchungen zeigen, dass sowohl die räumlichen Muster der Niederschlagsmengen (vgl. Abb. 7.1) auf unterschiedlichen Zeitskalen (z.B. Kap. 7.1.3) als auch der starke Niederschlagsgradient (vgl. Kapitel 7.1.2) von der humiden Küstenregion hin zu den (semi-)ariden Gebieten des Sudans und Sahels getroffen wird. Ebenso werden großräumige Korrelations- (siehe Kapitel 7.2) und Variabilitätsmuster (siehe Kapitel 7.1.4) den Beobachtungen nahe simuliert.

Wie in Kapitel 2.2.1 gezeigt, bestimmt das globale Muster der SST zu großen Teilen die Niederschlagsvariabilität in Westafrika. Da allen in Kapitel 7.1 untersuchten Nieder-

schlagsdatenreihen eine beobachtete SST zu Grunde liegt, können die Schwächen in der Wiedergabe der Niederschlagsvariabilität (z.B. absolute Maxima, Defizit in der Wiedergabe der Niederschlagsmengen über dem Äthiopischen Hochland, Korrelationsmuster zum äquatorialen Pazifik) nicht in der SST gesucht werden, auch wenn die Kopplung zwischen Ozean und Atmosphäre auf der Vorschreibung von Monatsmitteln beruht und die eigentliche reale Variabilität des trägen Ozeans dadurch nicht wiedergegeben werden kann.

Die Ergebnisse beider Modellversionen unterscheiden sich in den meisten der hier gezeigten Stellen kaum, lediglich die Wiedergabe der dekadischen Variabilität und die Korrelationsmuster zur Meeresoberflächentemperatur durch das gekoppelte Biosphären-Atmosphärenmodell trifft die Beobachtungen besser und rechtfertigt die Erstellung weiterer Simulationen zur Untersuchung auf langfristige Änderungen im Trend und der dekadischen Variabilität (siehe Kapitel 8).

Werden Komposit-Studien angefertigt, um die Unterschiede der beiden Versionen heraus zu arbeiten, so ist festzustellen, dass auch dort die Unterschiede nicht signifikant sind und somit die Ergebnisse mit dynamischer Vegetation in der hier verwendeten Version von ECHAM5 nicht zu solch starken Verbesserungen führt, wie es mit ECHAM4 (vgl. Schnitzler et al., 2001 und Abb. 2.12) der Fall ist. Lediglich die leichten und nachvollziehbaren Unterschiede, wenn der Fokus zum Beispiel auf die Extremtemperaturen oder den latenten und sensiblen Wärmefluss gelegt wird, zeigen die Wirkung des Vegetationsmodells.

Kapitel 8

Klimaintegrationen mit ECHAM5

Mit der um das Biosphärenmodul SVege erweiterten Version des Klimamodells ECHAM5 ist es nicht gelungen, signifikante Verbesserungen zur Standardversion von ECHAM5 zu erzielen, doch die kleinen Veränderungen in der Wiedergabe der dekadischen Niederschlagsvariabilität und der großräumigen Korrelationsmuster sowie leichte Verschiebungen in der Wiedergabe von Extremtemperaturen geben das Vertrauen, eine ggf. nur gering verbesserte Wiedergabe (insbesondere im Hinblick auf die dekadische Variabilität) innerhalb der Klimaintegrationen (1860 bis 2099) zu schaffen und stärkere Signale durch eine Amplifizierung der berücksichtigten angekoppelten Biosphäre zu bekommen.

Im Hinblick auf Klimaänderungsexperimente wird innerhalb der Kontrollsimulation (20C) für das aktuelle Klima gezeigt, wie nah das Modell den mittleren, aktuellen Zustand trifft. Durch die Verwendung eines Ozeanmodells (OM1), das für die Beschreibung der SST in einem zukünftigen Klima notwendig ist, ist dessen Qualität insbesondere bei der hier fokussierten Untersuchungsregion zur Einschätzung der Ergebnisse entscheidend.

Es kann im Folgenden kein Vergleich zwischen einer Realisierung mit und ohne Vegetationsmodell gegeben werden, da lediglich ungekoppelte Realisierungen in einer höheren räumlichen Auflösung (T63, etwa 1.8° ; Modellsimulationen, die im IPCC eingegangen sind) existieren und somit die Effekte des fehlenden Vegetationsmodells und der höheren Auflösung vermischt sind. Dazu wären im optimalen Fall erneut Sensitivitätsstudien notwendig, insbesondere wenn der Einfluss von SVege gering ausfällt.

8.1 Die Kontrollperiode

Zur Einschätzung des Kontrollklimas werden im Folgenden einige Punkte der in Kapitel 7 untersuchten Charakteristika verglichen. Ein Vergleich zwischen den Simulationen der Kontrollperiode und den AMIP2-Realisierungen wird gezeigt, damit der Einfluss des wechselnden SST-Datensatzes (AMIP2 beobachtet bzw. 20C simuliert durch OM1) herausgearbeitet werden kann.

Mit der Annahme, dass die systematischen Fehler des Modells in den Simulationen für das aktuelle und zukünftige Klima gleich sind, sind hier vor allem die Trends (s.g. Klimasignal, definiert als Szenario minus Kontrollperiode) entscheidend. Dadurch werden Regionen und Zeitfenster sichtbar, die im Rahmen von Klimaänderungsexperimenten sensitiv auf die Erhöhung der Treibhausgase reagieren. So werden parallel die Ergebnisse der Klimaprojektionen der SRES Szenarien A1B und B1 (siehe Kapitel 2.1) gezeigt, damit neben der Validierung der Kontrollperiode (20C) eine Einschätzung über die Aussagen der Szenarien leicht möglich ist. Es werden hier nicht alle Absolutwerte und Differenzen gezeigt, es sei aber an dieser Stelle auf den Anhang verwiesen, in dem weitere Abbildungen des Trends in der Niederschlagsintensität bzw. in der SST dargestellt werden.

Das Ensemblemittel der Simulationsergebnisse des Ozeanmodells OM1 trifft die grobe Verteilung der SST (Abb. 8.1(b)). Insgesamt kann festgestellt werden, dass die polaren Regionen mit bis zu -8 K deutlich zu kühl und die Tropen zu warm (etwa um +2 K) wiedergegeben werden (Abb. 8.1(c)). Insbesondere der Golf von Guinea und der Indik sowie der äquatoriale Pazifik zeigen großflächige systematische Über- bzw. Unterschätzungen der Temperatur der Meeresoberfläche für das aktuelle Klima (1960 bis 1999). Dieses ist bei der Analyse des Niederschlags insofern von Bedeutung, als dass diese Regionen sich im Rahmen der Korrelationsanalyse (vgl. Abb. 7.15(a) bis 7.15(f)) als wesentlich zur Beeinflussung der Niederschlagsvariabilität herausgestellt haben. Aber nicht nur der Mittelwert der SST unterscheidet sich in diesen Regionen, zusätzlich ist auch die Wiedergabe der Standardabweichung vor allem im Bereich der Guinea Küste in den Beobachtungen etwa doppelt so hoch wie es das Ozeanmodell wiedergibt (Abb. 8.1(c)). Die Werte der Standardabweichung beruhen jeweils auf den Monatsmittelwerten der Datensätze.

Während die grobe Struktur der simulierten 20C-Niederschlagsverteilung den Beobachtungen und denen der AMIP2-Realisierungen entspricht, so fallen die Niederschlagsmengen im Rahmen dieser Simulationen deutlich höher aus als die der AMIP2-Realisierungen. Auf Jahresbasis wird der Niederschlag mit stellenweise bis zu 500 mm Unterschied zum Kontrollklima der AMIP2-Realisierungen in den Küstenregionen zwischen 10°N und etwa 30°S deutlich überschätzt. Für den Bezugszeitraum Juni bis August konzentriert sich die Überschätzung (mit bis zu 300 mm) auf die Guinea Küste und die anschließende Westküste. Die Niederschlagssummen im Zentral Sahel liegen etwas über den Werten des Validierungsdatensatzes. Da diese Realisierungen sich lediglich in der zu Grunde liegenden SST

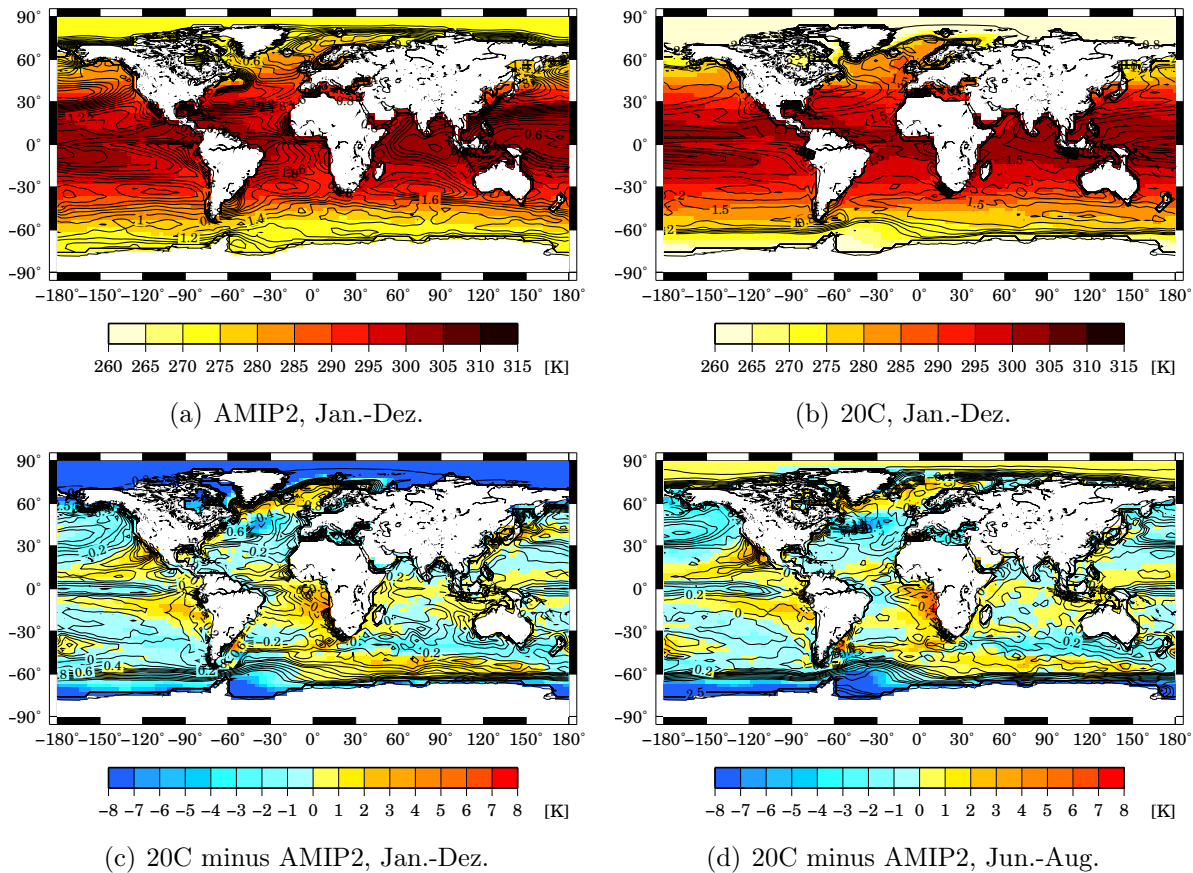


Abbildung 8.1: Mittlere Verteilung der beobachteten (a) und im Rahmen der 20C-Experimente simulierten (b) OM1-SST [K] (schattiert) und ihre Standardabweichung (liniert) sowie deren Differenz auf Jahres- und Sommerbasis für die 40 Jahre von 1960 bis 1999.

unterscheiden, kann nur das Ozeanmodell OM1 für die Differenzen verantwortlich sein, denn auch die Kopplung der SST-Daten (Monatsmittelwerte) an die Atmosphäre ist in beiden Versionen gleich. Ebenso zeigen Analysen der 20C-Simulationen mit ECHAM5, jedoch ohne Verwendung des Vegetationsmodells, gleiche Stärken und Schwächen in der Wiedergabe des Niederschlags (hier nicht gezeigt).

Da diese Abweichungen zum beobachteten Klima insbesondere mit der Qualität der OM1-Simulationsergebnisse zusammenhängen, sollte an dieser Stelle darauf verwiesen werden, dass nicht nur auf Grund fehlender Beobachtungsdaten für diese Meeresregion, sondern auch wegen ihrer starken orographischen Gliederung, die Guinea Küste eine große Herausforderung für die Modellierung darstellt.

Die Defizite sind auf Basis der gewonnen Erkenntnisse aus der Korrelations- und Kompositstudie erklärbar (vgl. Abb. 7.15). Die Niederschlagssummen der Guinea Küste sind positiv mit der SST im Golf von Guinea korreliert, somit passt das Ergebnis der zu hohen

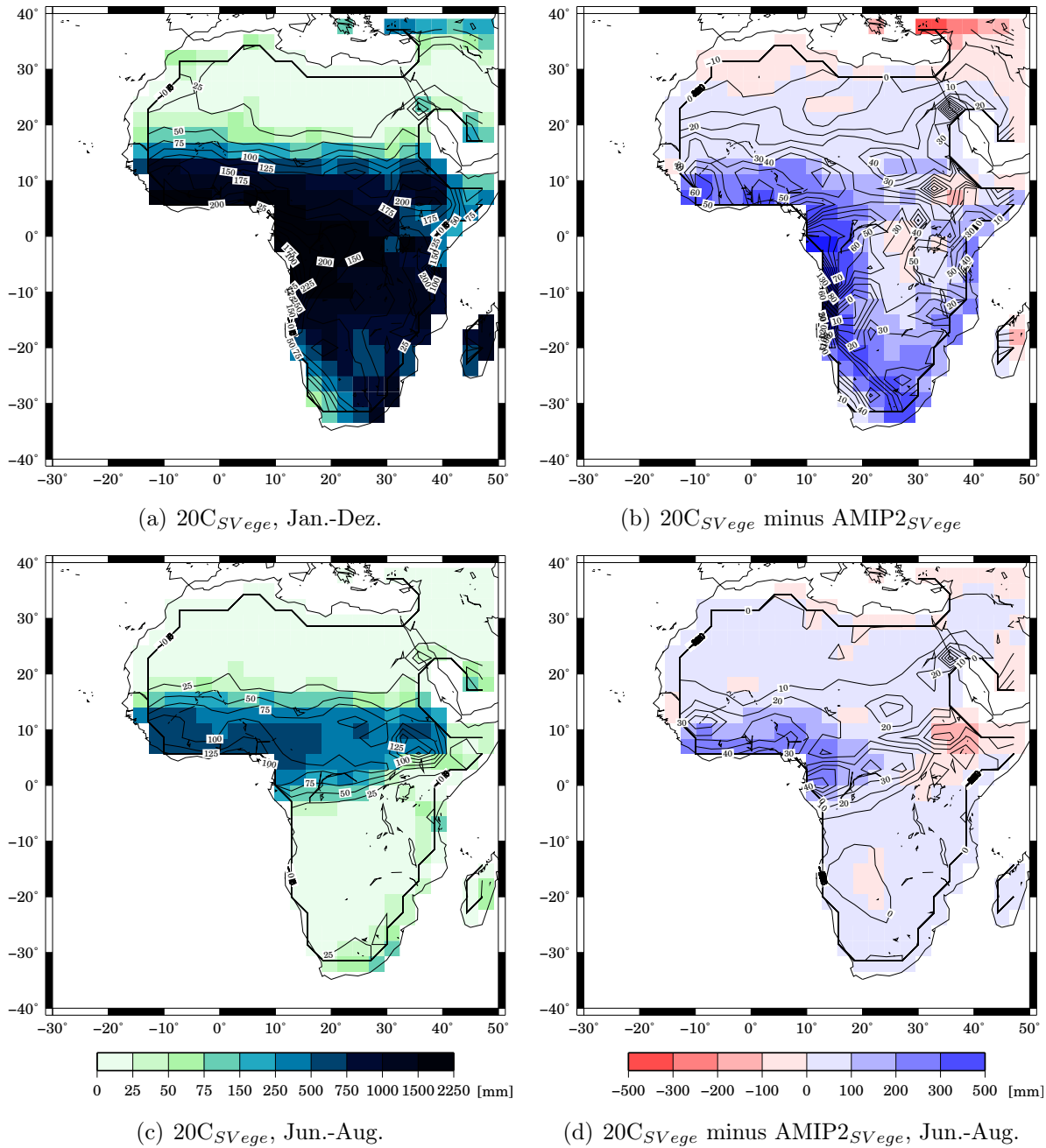


Abbildung 8.2: Klimatologisches Ensemblemittel der Niederschlagsverteilung (schattiert, in mm) und deren Standardabweichung (liniert, in mm^2 ; links) des Jahres- (oben) und Juni bis August Niederschlags (unten) simuliert für die Jahre 1960 bis 1999 und deren Differenz zu den AMIP2-Simulationen (alle mit eingebauter Vegetationsmodellierung).

Temperaturen (Abb. 8.1(c) und Abb. 8.1(d)) in dieser Region zu den unterschätzten Niederschlägen. Die Telekonnektion des Sahel-Niederschlags mit der Indik-SST erklärt ebenso die überhöhten Niederschlagsmengen. Auch ist die Dipol-Struktur des Atlantiks für die

Lage der ITCZ verantwortlich. Dabei sind höhere Temperaturen im Atlantik für positive Niederschlagsanomalien im Sahel maßgeblich entscheidend, was mit einer intensivierten Monsunzirkulation und einer weiter in den Kontinent hineinreichenden ITCZ erklärt wird. Genau diese Region des Atlantiks ist in den Simulationen des OM1 wärmer und führt somit zu einer verstärkten ITCZ, wodurch der Niederschlagsüberschuss im Sahel und an der Küste (siehe dazu auch Abb. 7.1.4) erzeugt wird.

Der Jahresgang des tropischen Niederschlagsgürtels (Abb. 8.3 und Abb. 8.7) gibt weiter Aufschluss über die Differenzen in der Niederschlagsmenge für das aktuelle (20C) und zukünftige (A1B und B1) Klima. Auf Grund der hohen Temperaturen der SST von März bis Mai im Bereich der Guinea Küste (siehe Abb. 25(d)) fallen die Niederschlagssummen in diesem Zeitraum an der Küste sehr hoch aus (Abb. 8.3(a)) und im Vergleich zu den Beobachtungen ist (bei gleicher Skalierung der Intensitäten zur besseren Vergleichbarkeit) kaum ein Niederschlagsgürtel erkennbar, dessen jährliche Oszillation die Niederschlagsverteilung in Westafrika zu einer bimodalen Verteilung an der Küste und einer unimodalen Verteilung im Inneren des Kontinents bestimmt. Die Struktur gleicht eher einer langen Regenzeit von April bis November (an der Küste) mit zwei etwas stärkeren Phasen zu Beginn und zum Ende. Insgesamt wird die trockenere Zwischenzeit (siehe Abb. 8.3(b)) zu feucht simuliert, da die meridionale Ausdehnung des Niederschlagsgürtels zu breit ist und kein klares Maximum aufweist. Dadurch fehlt die Wiedergabe der zwei prägnanten Maxima in der Küstenregion und die Niederschlagsmengen in der Kernregenzeit sind zu hoch (8.3(b)).

Bis etwa 19°N reicht im klimatologischen Mittel das Niederschlagsband (Intensität von 1 mm) innerhalb der Kontrollperiode, dieses deckt sich mit den Ergebnissen der AMIP-Simulationen und unterschätzt die Intensität des Feuchteintrags, der bis etwa 22.5°N in den Kontinent reicht (vgl. Abb. 7.11(a) bzw. Abb. 7.11(b)). Somit liegt in der Wiedergabe der Verlagerung des tropischen Niederschlagsgürtels die gleiche Schwäche vor, auch wenn der ozeanische Antrieb unterschiedlich ist. Die positiven Bereiche der Differenz aus 20C und AMIP2 Simulationen resultieren aus einer höheren Anzahl an Niederschlägen geringer Intensität (Abb. 8.4). Insgesamt ist aus den Vergleichen der täglichen Niederschlagsintensität für beide Regionen zu erkennen, dass systematische Unterschiede vorliegen. Mit einer

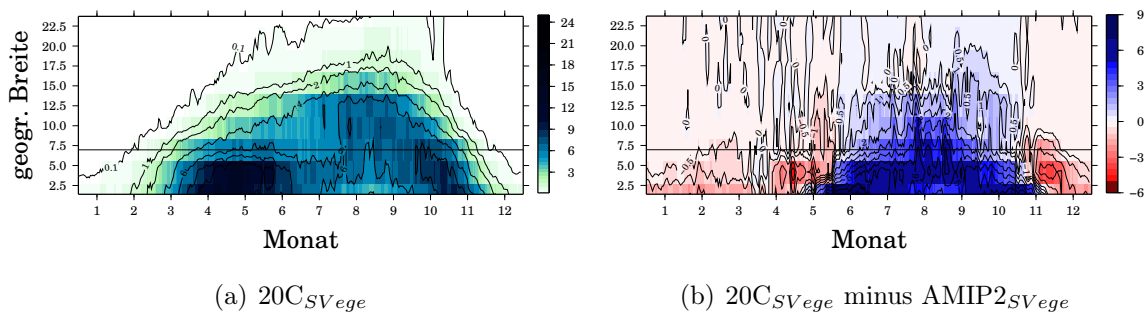


Abbildung 8.3: Wie Abb. 7.11 jedoch für die Simulation des aktuellen Klimas (20C) der Klimaintegration sowie die dazugehörige Differenz (rechts) zu den AMIP2-Simulationen.

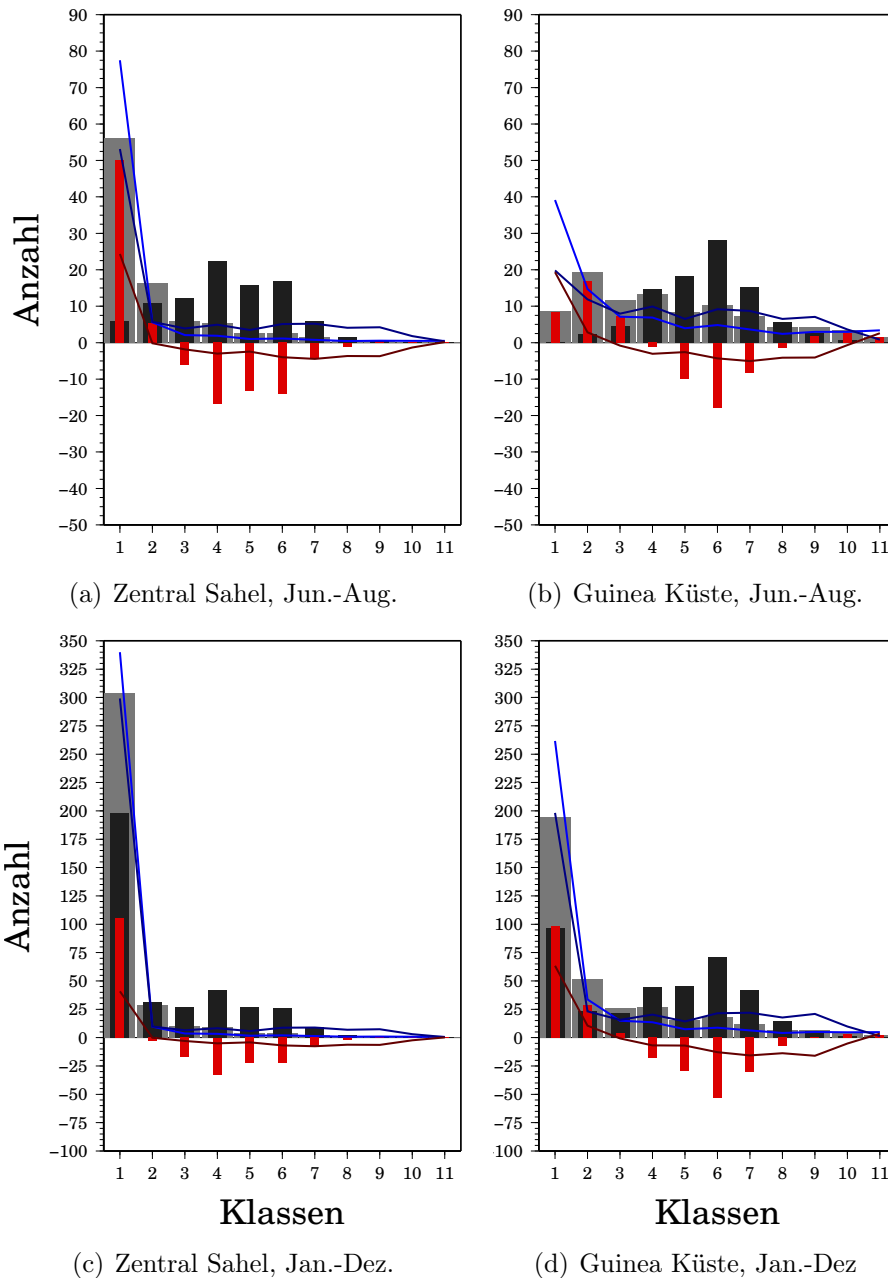


Abbildung 8.4: Wie Abb. 7.12, jedoch für AMIP2 (dunkle Säulen) und 20C (helle Säulen) und deren Differenz (20C minus AMIP2), getrennt nach Zentral Sahel (links) und Guinea Küste (rechts) sowie der Kernregenzeit (oben) und dem ganzen Kalenderjahr (unten).

Verschiebung zu schwächeren, täglichen Ereignissen in der Kontrollperiode der Klimaintegrationen (20C) sind insbesondere in den mittleren Klassen geringere Niederschlagssummen zu erkennen.

8.2 Die Klimaprojektionen

Die Projektionen für ein zukünftiges Klima zeigen in beiden Szenarien (A1B und B1) einen globalen Anstieg der Meeresoberflächentemperatur in allen Regionen für die Periode 2060 bis 2099 (Abb. 8.5(b) und 8.5(d)). Global steigt die SST für diesen Zeitraum im Vergleich zu der Kontrollperiode (1960/99) um 2.6 K im SRES Szenario A1B wie erwartet stärker an als in B1 (1.9 K). Während die tropischen Ozeanregionen mit durchschnittlich +3 K bis +4 K (SRES Szenario A1B) ansteigen, ist in den polaren Regionen der Anstieg maximal, insbesondere zeigen die Randgebiete der Arktis Anstiege der Temperatur mit bis zu 13 K (maximal), die insbesondere durch den Rückgang des Meereises begründet sind, der nicht zuletzt auf einem enormen Anstieg der nordhemisphärischen Wintertemperaturen basiert. Das Muster der Temperaturveränderung ist in der B1-Projektion ähnlich, lediglich dessen Anstieg fällt um etwa 1 K geringer aus. Neben der Zunahme der mittleren Werte ist auch ein Einfluss auf die Variabilität der SST erkennbar. Die Simulationsergebnisse des Ozeanmodells OM1 beschreiben für die Zukunft in den tropischen Regionen einen Anstieg der Variabilität, hingegen werden geringere Werte für die hohen Breiten der Südhemisphäre simuliert. Das Differenzmuster dieser Werte fällt jedoch recht unsystematisch und gering aus.

Insgesamt ist aus diesen Projektionen zu schließen, dass diese klimatischen Veränderungen, projiziert durch die SRES-Simulationen, einen Wandel der Niederschlagscharakteristik mit sich bringen werden (siehe Kapitel 2.2.1).

Die potenziellen Veränderungen (Abb. 8.6) in der flächigen Verteilung der Niederschlagsmenge zeigen für beide Szenarien ähnliche Muster. Gut zu erkennen ist, dass die Trends parallel verlaufen, jedoch variiert die Stärke des Signals.

Die Verteilung der Niederschlagssummen über Westafrika zeigt, dass nicht nur die hier fokussierten Regionen mit Veränderungen in der Niederschlagscharakteristik zu rechnen haben. Auf Jahresbasis fällt insbesondere der äquatoriale Bereich (10°N bis 10°S) Afrikas durch einen Anstieg in der Niederschlagssumme auf. Die Region maximaler Veränderung liegt dabei im stärker CO₂ angetriebenen Szenario weiter im Osten. Neben diesen Anstiegen bzw. Rückgängen in der Niederschlagsmenge ist der Anstieg der Variabilität sehr bemerkenswert.

Die Untersuchungsregionen dieser Arbeit sind durch einen Anstieg der Niederschlagsmenge in der Küstenregion und einen leichten Rückgang im Sudan bzw. Sahel gekennzeichnet. Dabei fällt auf, dass die Sommermonate Juni bis August (Abb. 8.6(b) und 8.6(d)), als Zeitraum der intensiven Regenphase, den Hauptanteil zu der Veränderung beitragen.

Auch wenn in den beiden Szenarien A1B und B1 die räumlichen Muster der Niederschlagsveränderung ähnlich sind, so ist in der zeitlichen Auflösung der Veränderungen in der Niederschlagsmenge an Hand der meridionalen Verlagerung des tropischen Nieder-

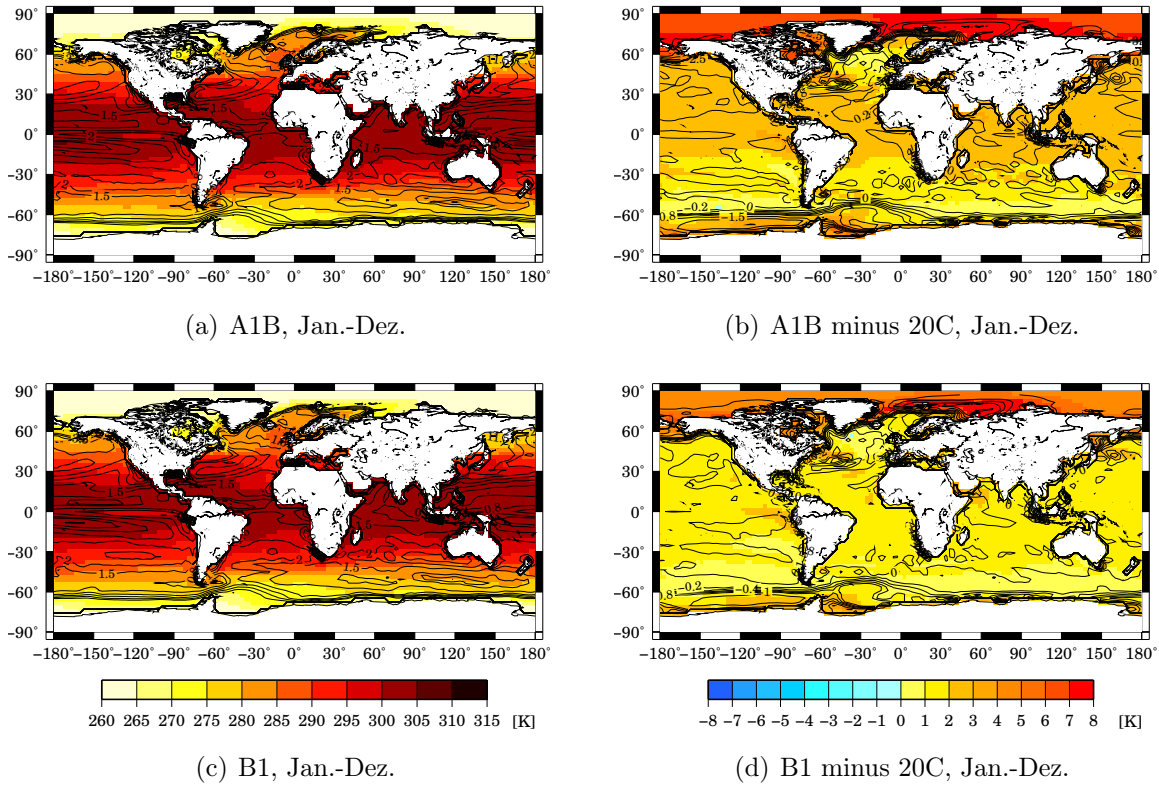


Abbildung 8.5: Mittlere Verteilung der projizierten (2060 bis 2099) SST (schattiert) und ihrer Standardabweichung (liniert) als Absolutwert (links) und Differenz (rechts) zur mittleren Kontrollperiode (20C, 1960 bis 1999) für die Szenarien A1B (oben) und B1 (unten).

schlagsgürtels eine unterschiedliche Entwicklung zu erkennen: Prinzipiell gleichen sich die mittleren Jahrgänge (Abb. 8.7(a) und Abb. 8.7(c)), doch bei den Differenzen (Abb. 8.7(b) und Abb. 8.7(d)), die kleinere Intensitätsveränderungen besser auflösen, ist zu erkennen, dass die Zunahme des Niederschlags an der Küste in beiden Szenarien unterschiedliche Ursachen hat. Während das A1B Szenario die Niederschlagsperiode zeitlich streckt und um September eine kleinere Trockenperiode simuliert, ist die Niederschlagszeit in B1 im zukünftigen Klima auf einen kürzeren Zeitraum beschränkt, dabei treten jedoch intensivere Niederschlagsereignisse auf, so dass in der Summe ein Niederschlagsüberschuss aus der Differenz des zukünftigen und aktuellen Klimas resultiert. Zusätzlich ist der Anstieg der Niederschlagsmenge im B1-Szenario größer als in der Projektion des Szenarios A1B.

Für die Absolutwerte (Abb. 8.7(a) und Abb. 8.7(c)) kann festgehalten werden, dass erst die Ergebnisse der Klimaszenarien die klassische Entwicklung der meridionalen Niederschlagsaktivität in Westafrika (in Bezug auf die AMIP-Simulationen) mit einer bimodalen Niederschlagsverteilung an der Küstenregion trifft. Tägliche Niederschlagssummen um 2 mm sind im August bei etwa 17°N (SRES A1B, Abb. 8.7(a)) bzw. 16.5°N (SRES B1, Abb. 8.7(c)) zu finden. Verglichen mit der in 20C nördlichsten Erstreckung dieser Nie-

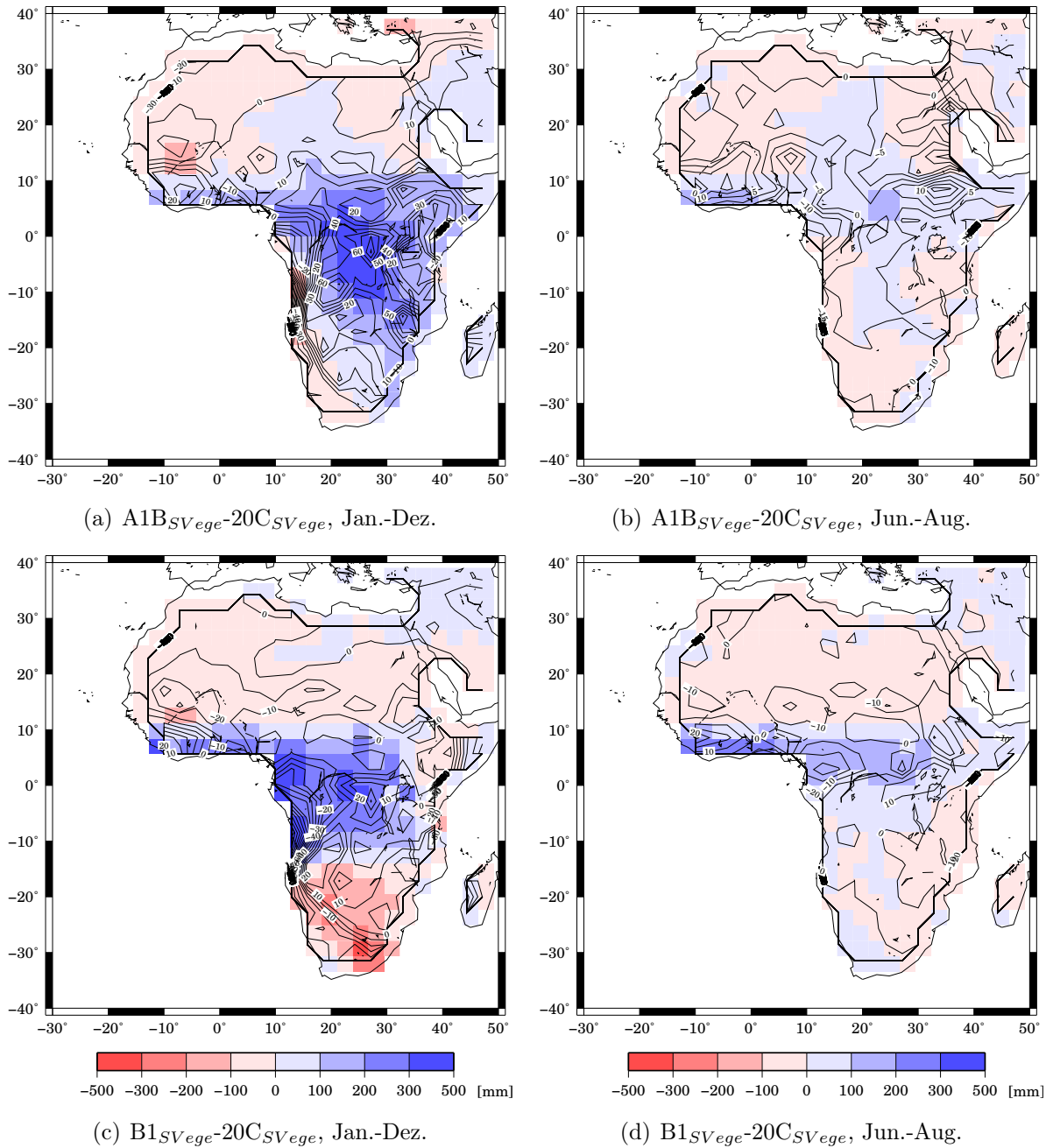


Abbildung 8.6: Mittlere Verteilung der projizierten (2060 bis 2099) Veränderung in der Niederschlagsmenge (schattiert) und ihre Standardabweichung (liniert) zur Kontrollperiode (20C, 1960 bis 1999) für die Szenarien A1B (oben) und B1 (unten).

derschlagsintensität bei etwa 14°N ist in beiden Szenarien die Monsunzirkulation deutlich intensiver.

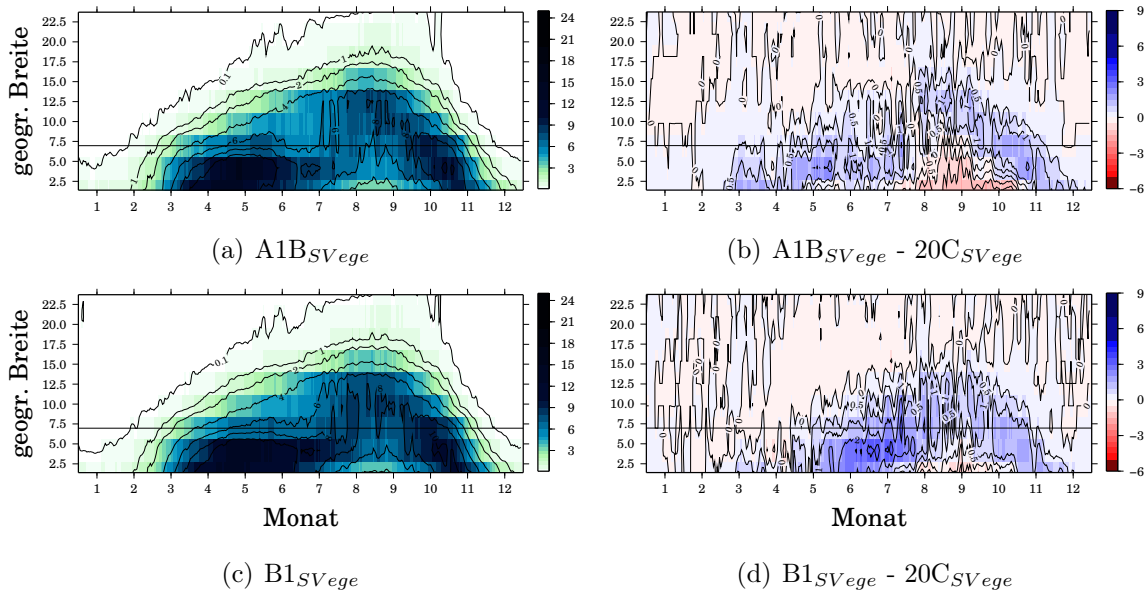


Abbildung 8.7: Wie Abb. 7.11, jedoch für die SRES-Klimasimulationen A1B (oben) und B1 (unten) sowie die dazugehörigen Differenzen (rechts) zu den Integrationen der Kontrollperiode (20C).

Untersuchungen der täglichen Niederschlagsintensität (siehe Abb. 8.8 und 8.9) unterstützen dieses Ergebnis. So zeigen die Analysen, dass in beiden Klimaszenarien die 24-stündigen Niederschlagssummen sich systematisch zu höheren Intensitätsklassen verschieben. Dabei geht nicht nur die Anzahl der trockenen Tage (Klasse 1) zurück, sondern auch (insbesondere für die Monate Juni bis August) die Anzahl an Niederschlagsereignissen der Klassen 2 bis 4 (bis max. 2 mm) nimmt ab, was insgesamt zu dem Ergebnis einer Verlängerung der Niederschlagszeit im SRES A1B Szenario passt.

Die Trends der Niederschlagsentwicklungen passen zu den gezeigten Veränderungen (Abb. 8.5) der Temperaturen im Indik und der Guinea Küste. Eine zunehmende Temperatur im Indik übt eine zunehmende Stabilisierung im Sahel aus, die die Niederschlagsmenge negativ beeinflusst. Die Zunahme des Niederschlags in der Küstenregion fällt mit den zunehmenden Temperaturen im Golf von Guinea zusammen. So werden die grundlegenden Konzepte der Sensitivitätsstudien aus Kapitel 2.2.1 bestätigt. Der Atlantik erfährt im Bereich zwischen etwa 35°N und 30°S eine gleichmäßige Erwärmung. Insofern sind Effekte über eine Veränderung des Atlantischen Dipols, der die Intensität des Niederschlags beeinflusst, genau dann auszuschließen, sofern der Zusammenhang innerhalb des schwankenden Temperaturbereichs linear verläuft. Eine unterschiedlich starke Erwärmung des Ozeans auf Grund der unsymmetrischen Land-Meer Verteilung und eines uneinheitlichen Grads an Industrialisierung der beiden Hemisphären kann somit aus diesen Ergebnissen nicht bestätigt werden. Dieses hätte auch zur Folge (siehe Haarsma et al., 2005), dass die Niederschlagsaktivität zunehmen würde, was jedoch im Sahel nicht durch das Modell projiziert wird.

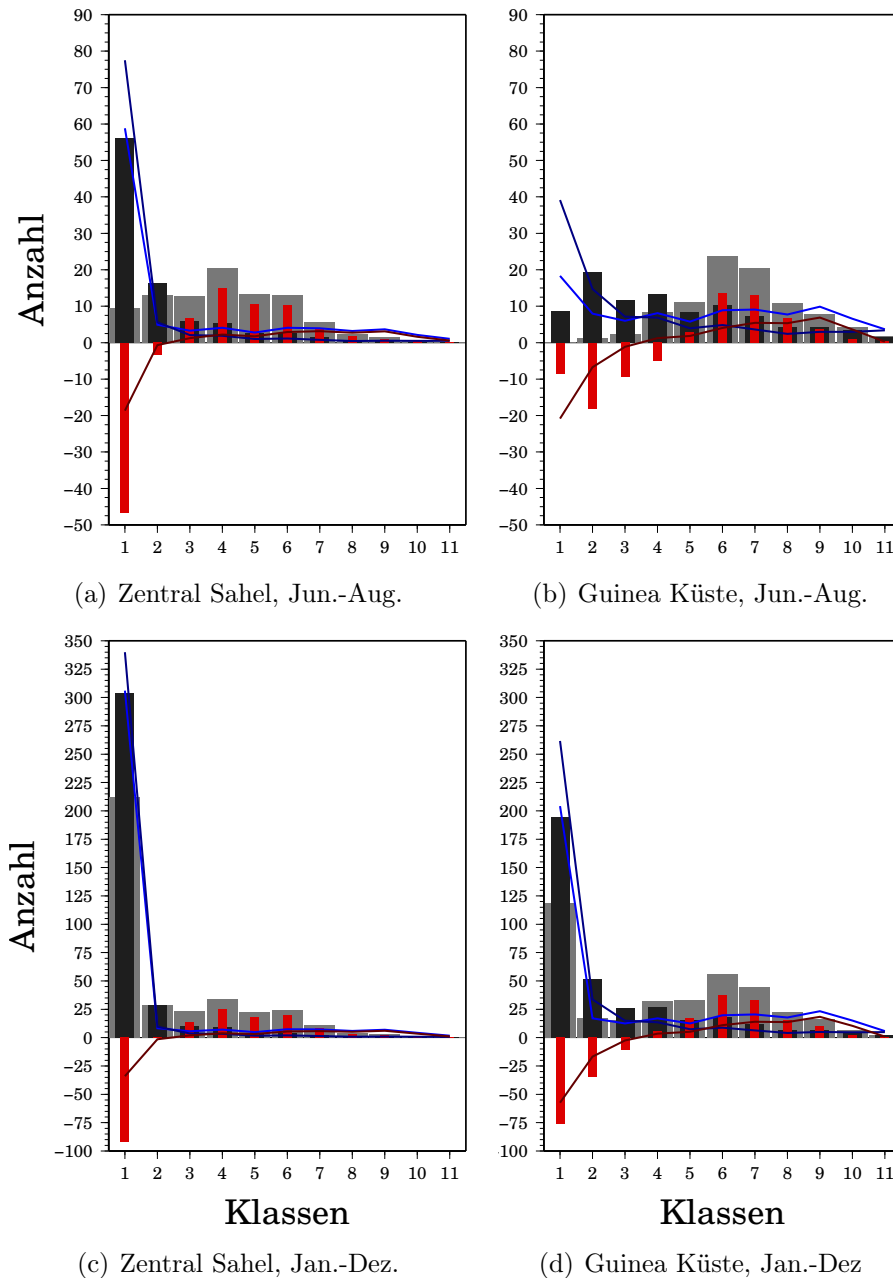


Abbildung 8.8: Wie Abb. 8.4, jedoch als Klimasignal (rote Säulen) aus A1B (helle Säulen) minus 20C (dunkle Säulen).

Der Trend dieser Klimaintegration ist gleich zu den ECHAM5-Ergebnissen, die im Rahmen der IPCC-Studien ohne Vegetationsmodell, jedoch mit einem dynamisch gekoppelten Ozean (OM1) und einer höheren räumlichen Auflösung (T63L31) produziert wurden. Dieses wurde prinzipiell erwartet, sofern davon ausgegangen werden kann, dass der Ozean (neben dem ansteigenden CO_2 Gehalt der Atmosphäre) die bestimmende Komponente für

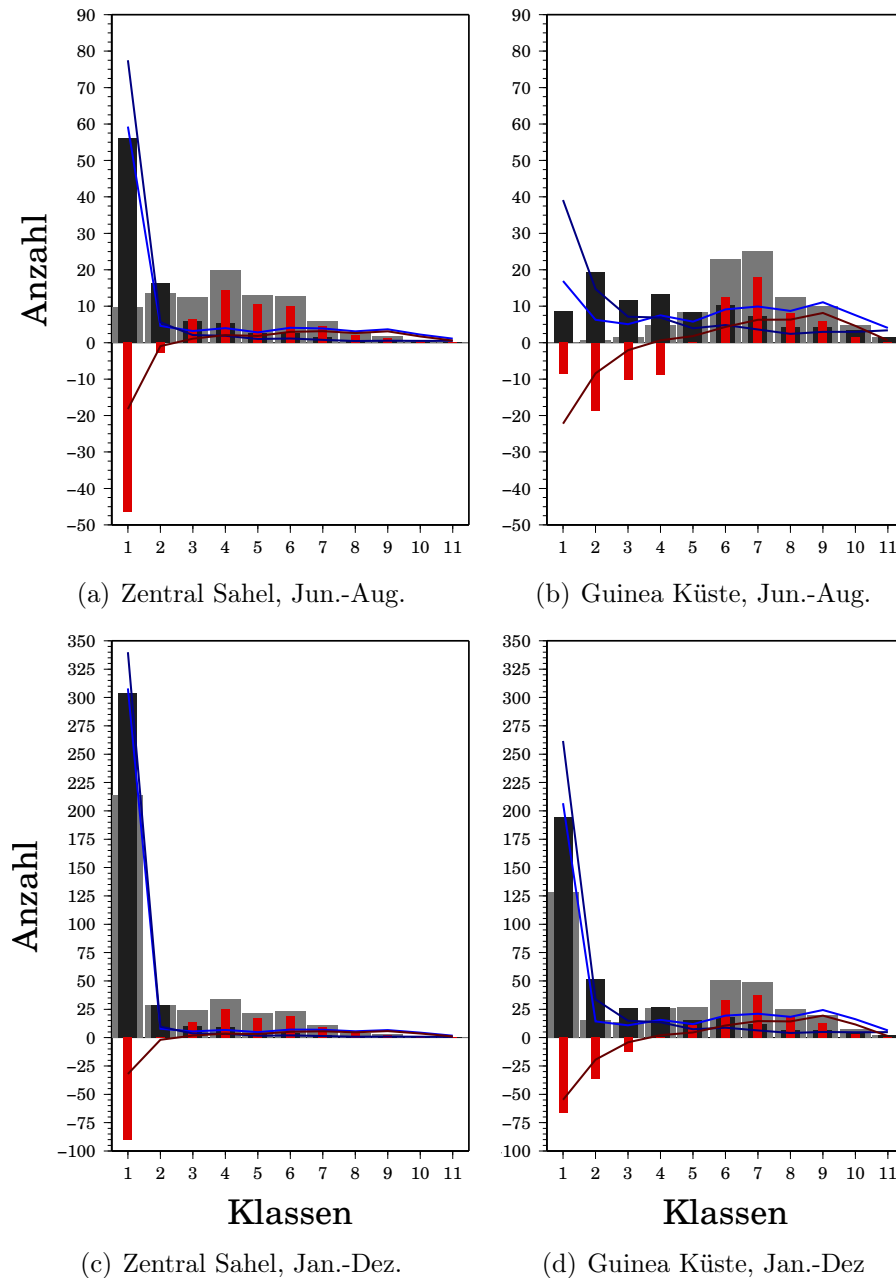


Abbildung 8.9: Wie Abb. 8.4, jedoch als Klimasignal (rote Säulen) aus B1 (helle Säulen) minus 20C (dunkle Säulen).

den Niederschlag ist und aus den IPCC-Integrationen die SST-Daten als äußerer Antrieb für das gekoppelte Biosphären-Atmosphären Modell benutzt wurden. Gleichzeitig ist auch zu erkennen, dass die horizontal reduzierte Auflösung (T42 anstatt T63) bei gleicher Anzahl an vertikalen Modellniveaus sich auf das Ergebnis dieser Untersuchungen nicht auswirkt.

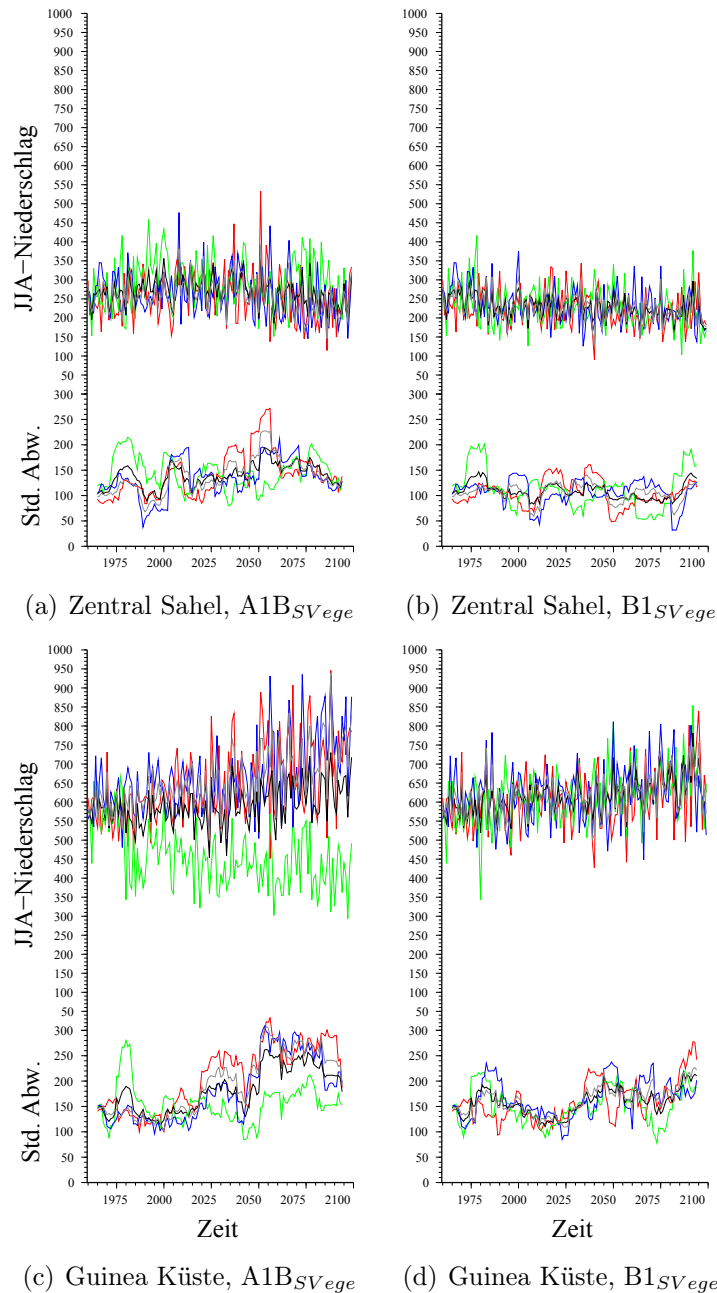


Abbildung 8.10: Zeitliche Entwicklung der Niederschlagssumme (Juni bis August, in mm) im Zentral Sahel (oben) und der Guinea Küste (unten) für das zukünftige Klima im Rahmen der SRES-Simulationen A1B (links) und B1 (rechts) sowie deren Standardabweichung. Die unterschiedlichen Realisierungen sind durch die Farben rot (Ens. 1), grün (Ens. 2) und blau (Ens. 3), die Ensemblemittel durch schwarz (Ens. 1+2+3) und grau (Ens. 1+3) markiert.

Zur Veranschaulichung des zeitlichen Verlaufs zwischen dem aktuellen (1960 bis 1999) und dem zukünftigen Klima (2060 bis 2099) sind die Trends für den Niederschlag und

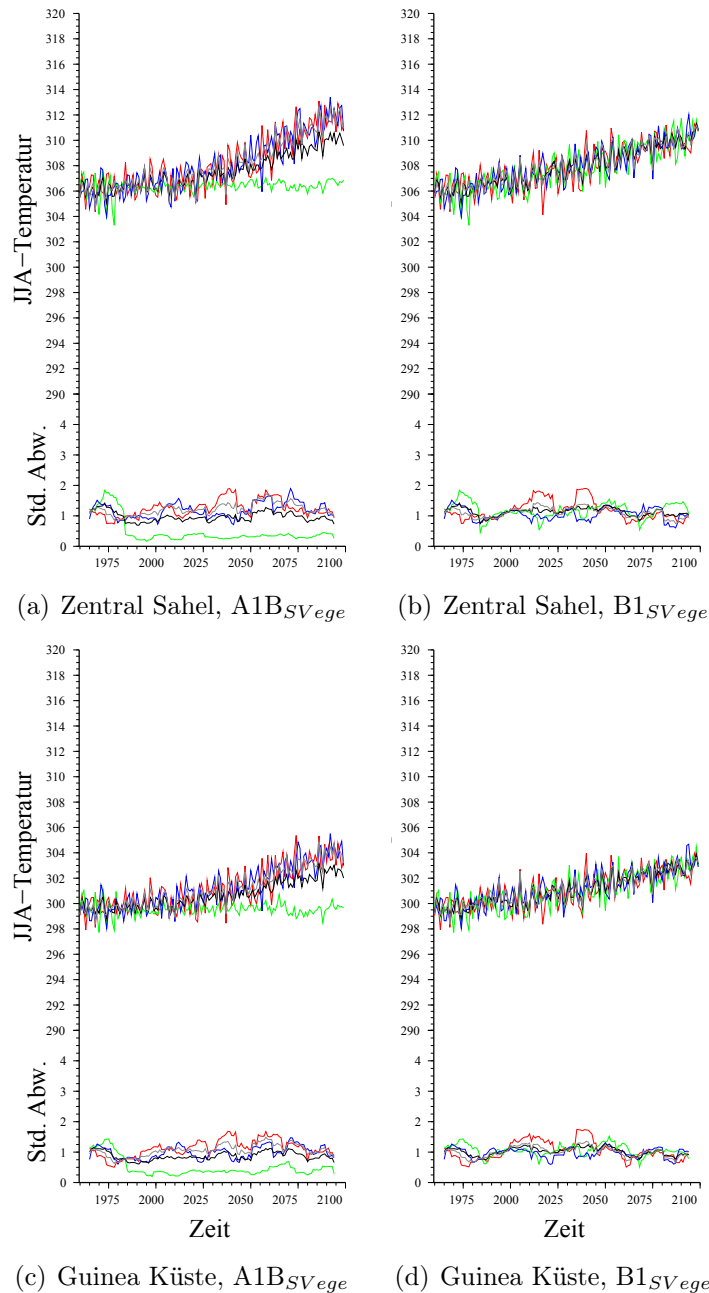


Abbildung 8.11: Wie Abb. 8.10, jedoch für die flächengemittelte 12:00 Uhr 2 m Temperatur (Juni bis August, in K).

die Temperatur (Zeitraum Juni bis August) für das Flächenmittel der beiden Untersuchungsregionen aller drei Realisierungen beider SRES-Szenarien getrennt aufgeführt (Abb. 8.10 und Abb. 8.11). Zusätzlich beinhalten diese Abbildungen die Standardabweichung, die zentriert über einen gleitenden 11-Jahres Abschnitt berechnet und angegeben ist. Für den Niederschlag sind die aus den Abbildungen 8.6 und 8.7 erwarteten Trends wiederzufinden.

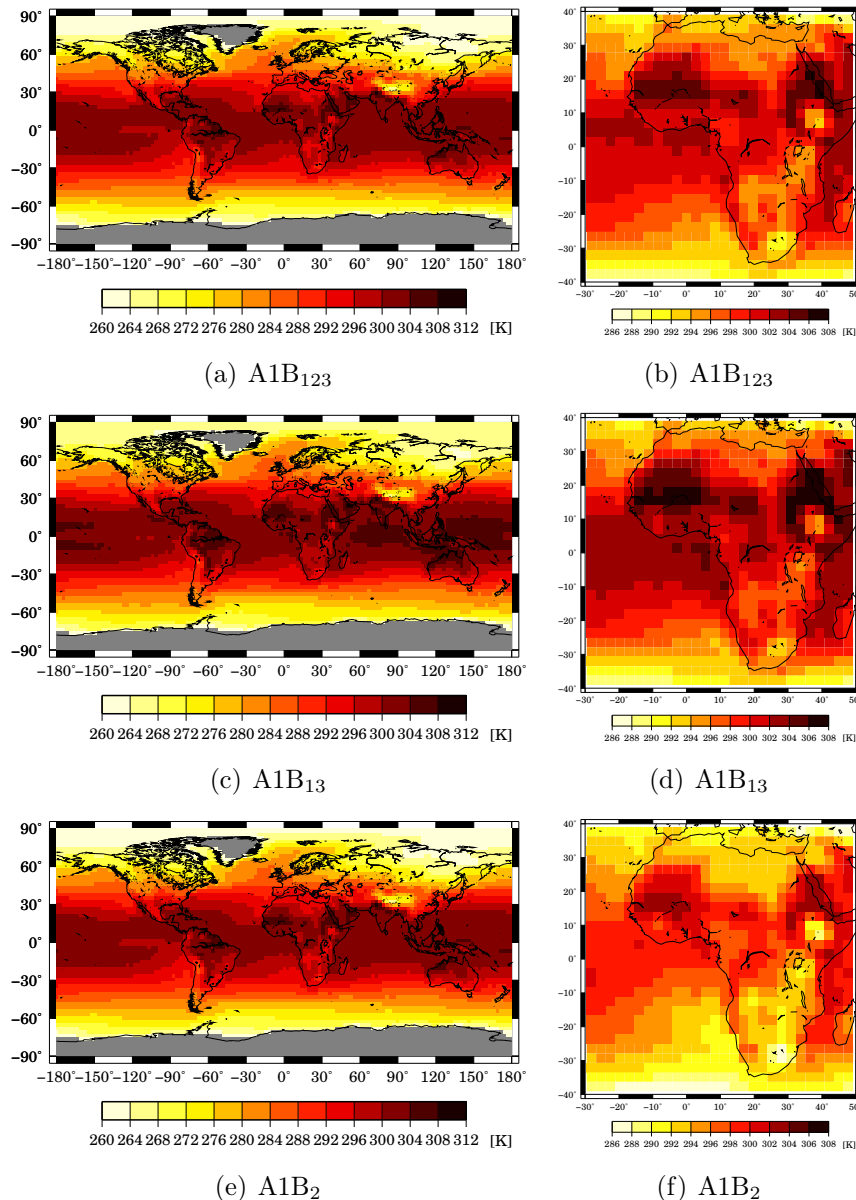


Abbildung 8.12: Mittlere (2080 bis 2099) globale (links) und regionale (rechts) Verteilung der 2 m Temperatur [K] nach Simulation der SRES Integration A1B. Gezeigt sind die Ensemblemittel aller (oben), der Simulationen 1 und 3 (Mitte) sowie die Werte der Integration Nr. 2 (unten). Je nach Kartenausschnitt unterscheiden sich die Farbskalen zur Verdeutlichung regionaler Unterschiede.

So sind leicht rückläufige Niederschlagssummen im Sahel (Abb. 8.10(a) und Abb. 8.10(b)) und ansteigende Werte des Juni bis August - Niederschlags für die Küstenregion (Abb. 8.10(c) und Abb. 8.10(a)) in den Trends der Zeitreihen zu erkennen. Die Standardabweichung zeigt eine hohe dekadische Variabilität für den Sahel und liegt auf einem Niveau von etwa 50% des Sommerniederschlags. Die Werte der Standardabweichung für die Küsten-

region sind ähnlich hoch, dabei fällt aber diese Variabilität bei einer mehr als doppelt so hohen Gesamtniederschlagsmenge weniger ins Gewicht, doch es ist zu erkennen, dass innerhalb der Szenarien (A1B und B1) die Variabilität weiter ansteigt. Dabei treten erneut die größeren Veränderungen im stärker CO₂ angetriebenem SRES-Szenario A1B auf. Mit der Zunahme an Unsicherheit über die verfügbare Wassermenge wird das Management dieser Ressource vor neue Aufgaben gestellt werden.

Bei der Analyse der einzelnen Realisierungen der Klimaprojektionen fällt auf, dass eine Verwirklichung (Lauf Nr. 2) sich konträr zu den anderen beiden Integrationen verhält. So ist nicht nur zu erkennen, dass ein plötzlicher Sprung zu kleineren Werten in den simulierten Niederschlagsmengen in der Küstenregion ab etwa 1980 auftritt, sondern auch, dass die Temperatur (Abb. 8.11(a) und Abb. 8.11(c)) für das zukünftige Klima konstant bleibt und keinen ansteigenden Trend für das zukünftige Klima aufzeigt. Solch ein sprunghafter Rückgang des Niederschlags um 1980 ist in den Flächenmitteln des Zentral Sahels nicht zu erkennen, dort verlaufen alle Realisierungen synchron¹, hingegen bleibt bemerkenswerterweise die Temperatur in der Projektion des Laufs Nr. 2 in beiden Regionen auf gleichem Niveau. Ein zu erwartender Anstieg auf Grund des CO₂ Antriebs bleibt aus.

Der ausbleibende Anstieg der 2 m Temperatur ist in der Integration A1B₂ kein regionales Phänomen, denn bei der Gegenüberstellung der Muster ist zu erkennen, dass die Temperatur global niedriger ist als in den Integrationen 1 und 3, die mit einem globalen durchschnittlichen Anstieg von etwa 3.7 K die erwarteten Werte, bekannt aus den IPCC-4AR Projektionen (Meehl et al., 2007), treffen (Abb. 8.12). Vergleiche zwischen verschiedenen Mittelungen über die Ensemblemitglieder, ähnlich zu der Abbildung 8.10, zeigen das abnormale Verhalten des Laufs 2 (siehe auch Anhang Abb. 16).

Unterschiede in den SST-Daten, die eine derart unterschiedliche Entwicklung begründen, können in den Ensemblemitteln nicht gefunden werden. So zeigt die Differenz der Ensemblemittel aus allen Realisierungen und den Vertretern 1 und 3 Werte kleiner ± 0.05 K, die somit deutlich unter den Werten der Variabilität liegen (Abb. 8.13). Bei dem Vergleich der modellierten 2 m Temperaturverteilung und den Werten des CRU-Datensatzes (siehe Anhang Abb. 17 bis Abb. 19) ist neben systematischen Fehlern in der Wiedergabe von Temperaturen in den Küstenregionen auch zu erkennen, dass die hier vorgestellten Klimaintegrationen die Temperaturverteilung in Afrika bei der Wiedergabe des Jahresgangs mit Abweichungen von ± 2 K verfehlen: Prinzipiell sind die Temperaturen Afrikas (insbesondere im Zentral Sahel im borealen Winter, Anhang Abb. 19(b)) zu kühl und im Juni bis August zu warm, so dass die Stärke des Jahresgangs nicht erfasst wird.

Dieses Ergebnis stellt die Qualität der Realisierung 2 deutlich in Frage. Nicht zuletzt muss berücksichtigt werden, dass in den Ergebnissen der zuvor genannten, möglichen kli-

¹An dieser Stelle ist zu betonen, dass auf Grund gleicher Datenprozessierung und Analyse sowie mehrfacher Kontrolle dieses Ergebnis reproduziert werden konnte und ein Fehler in der Datenverarbeitung an dieser Stelle ausgeschlossen werden kann.

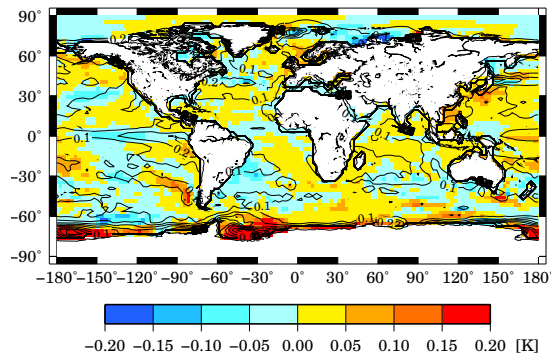


Abbildung 8.13: Differenz in der mittleren Verteilung der projizierten (2060 bis 2099) SST (schattiert) und ihrer Standardabweichung (liniert) für die Monate Juni bis August aus dem Ensemblemittel unter Berücksichtigung aller Realisierungen und der Realisierung 1 und 3.

matischen Entwicklung, die auf allen drei Ensemble-Mitgliedern beruhen, dieser dämpfende Effekt die Stärke des Signals reduziert. Zur Verdeutlichung dieses Einflusses ist in den Diagrammen der zeitlichen Entwicklung (Abb. 8.10 und Abb. 8.11) der Trend des Ensemble-Mittels mit und ohne Berücksichtigung des Lauf zwei dargestellt.

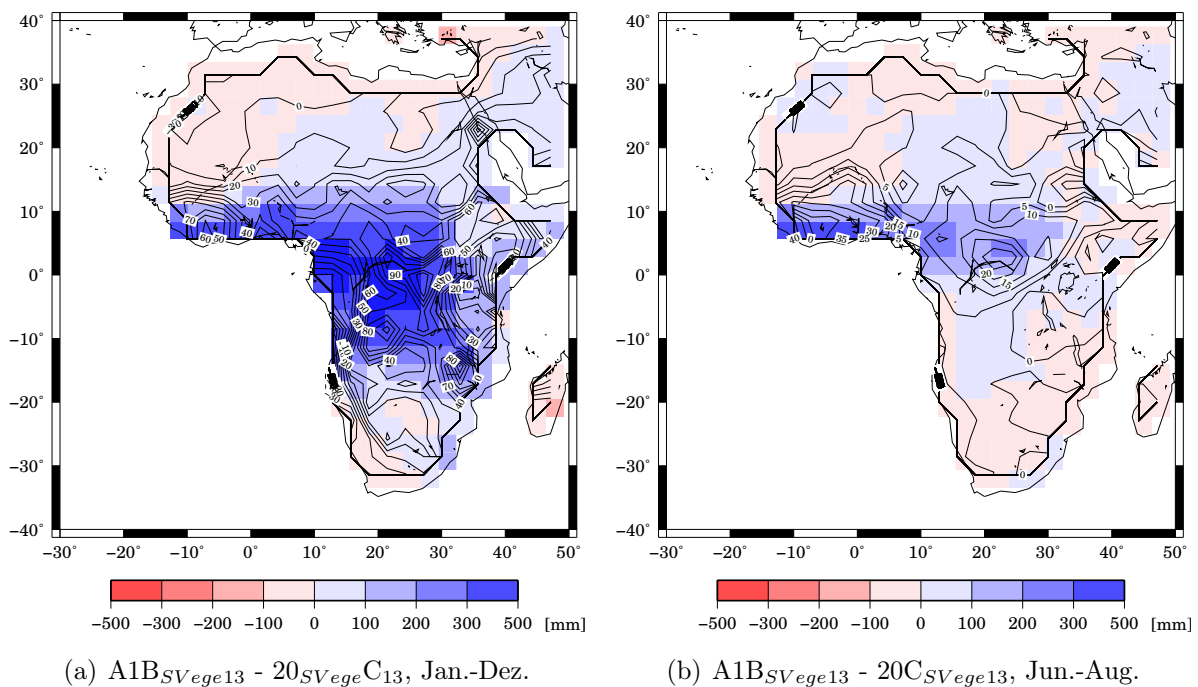


Abbildung 8.14: Klimasignal (2060/99 minus 1960/99) der mittleren Niederschlagsmenge (schattiert, in mm) und deren Standardabweichung (liniert, in mm^2) in Afrika, berechnet aus den A1B-Realisierungen 1 und 3 für die Jahressumme und die Monate Juni bis August.

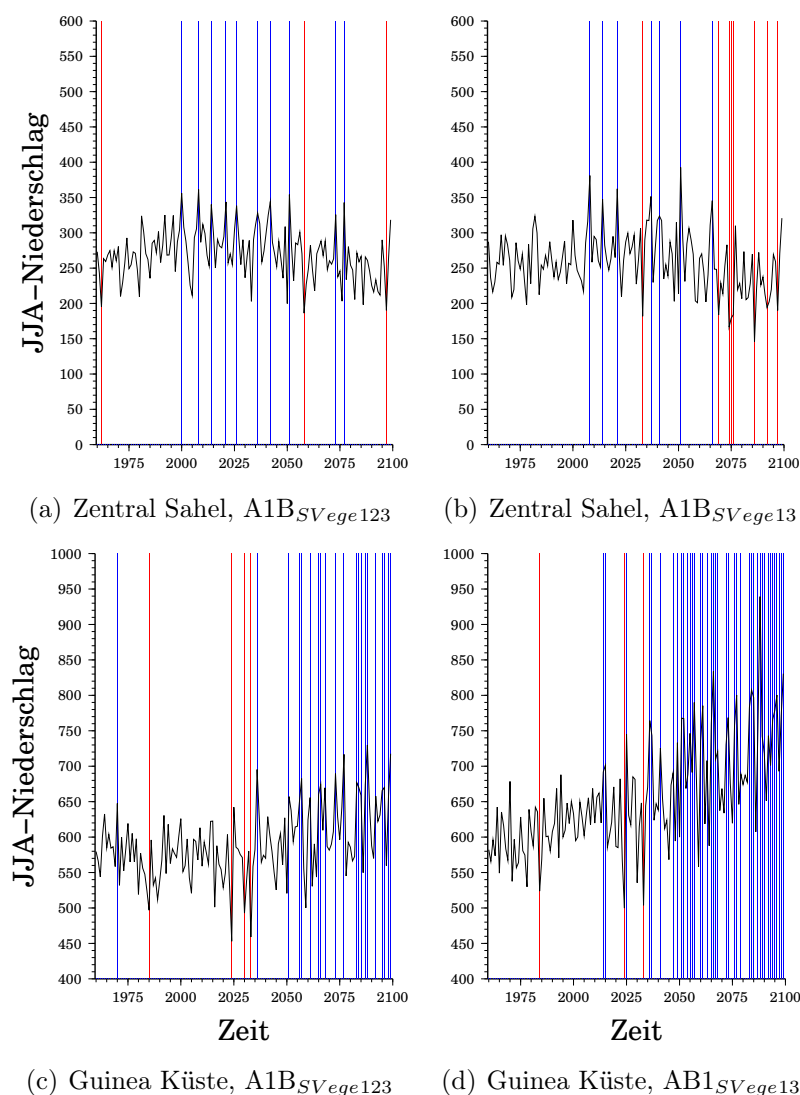


Abbildung 8.15: Zeitliche Verteilung der extremen Niederschlagsperioden (Juni bis August) für den Zentral Sahel (oben) und die Guinea Küste (unten) im A1B-Szenario getrennt nach dem Ensemblemittel aus allen (links) und 1. plus 3. (rechts) Realisierung(en). Die extremen trockenen (2% Quantil, rot) und feuchten (98% Quantil, blau) Quartale (Juni bis August) basierend auf der Kontrollperiode (1960 bis 1999) sind markiert.

Für die räumliche Verteilung der Niederschlagssumme bzw. deren Änderung zeigen die Differenzen (A1B: 2060/99 minus 1960/99) auf Jahres- und Sommerbasis einen deutlich stärkeren Anstieg des Niederschlags. So werden mit etwa 100 mm mehr (bezogen auf das Flächenmittel) Zunahmen um bis zu 300 mm für die Küstenregion simuliert (Abb. 8.14). Ebenso geht aus dieser Abbildung hervor, dass der Sprung in der Niederschlagssimulation die ganze Region und nicht nur eine Gitterbox betrifft. Die konträre Entwicklung des Niederschlags (leichte Abnahme im Sahel und Zunahme an der Küste) nimmt dabei zu. Werden die Veränderungen in extremen Niederschlagssummen fokussiert (extrem trocken:

2% Quantil; extrem feucht: 98% Quantil bezogen auf die klimatologische mittlere Juni bis August - Niederschlagssumme von 1960 bis 1999), so liefert die (Nicht-) Berücksichtigung des Ensembles 2 einen (starken) mäßigen Zuwachs trockener und feuchter Sommer (Abb. 8.15).

Durch die Differenzbildung der Klimasignale (äquivalent mit der Differenzbildung der Projektionen) aus den Ensemblemitteln $A1B_{13}$ und $A1B_{123}$ können die Unterschiede im Jahresgang des tropischen Niederschlagsgürtels der unterschiedlichen Ensemblemittel identifiziert werden. Es ist festzustellen, dass insbesondere außerhalb der Periode Juni bis August die Differenzen sehr gering sind und lediglich die drei Kernmonate Juni bis August merkliche Unterschiede aufweisen (Abb. 8.16).

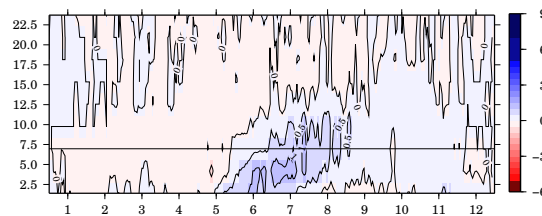


Abbildung 8.16: Wie Abb. 7.11, jedoch als Differenz aus den Klimasignalen (2060/99 minus 1960/99) der Ensemblemittel der A1B-Realisierungen $A1B_{SV_{ege13}}$ minus $A1B_{SV_{ege123}}$.

8.3 Resümee

Die Integrationen der Klimasimulationen für das aktuelle (1960 bis 1999) Klima im Rahmen der SRES-Szenarien liefern prinzipiell ein ähnliches Niederschlagsmuster wie die AMIP2-Simulationen mit beobachteter Meeresoberflächentemperatur als ozeanische Randbedingung oder die Beobachtungsdaten von VASClmO. Differenzen zeigen auf Jahresbasis insbesondere in den Küstenregionen mehr Niederschlag in den 20C-Simulationen und so liegen diese Werte näher an dem Beobachtungsdatensatz VASClmO als die AMIP2-Integrationen. Jedoch zeigt der Jahresgang des tropischen Niederschlagsgürtels nur deutlich höhere Niederschlagssummen zwischen Juni und August und außerhalb dieser Kernregenzeit sogar trockenere Zeiten im Vergleich zu den AMIP2-Läufen. Somit ist im Jahresgang des Niederschlags im Kontrollklima insbesondere an der Küstenregion eine bimodale Verteilung kaum zu erkennen. Parallel ist eine Verschiebung der Intensität täglicher Niederschläge zu erkennen. Beide Unterschiede sind durch Unterschiede der SST-Muster zwischen den Beobachtungsdaten und dem Modelldatensatz OM1 zu erklären.

Für das zukünftige Klima (2060 bis 2099) werden mit dem Anstieg der Ozeantemperaturen auch ansteigende Niederschlagswerte in der Küstenregion und sinkende Werte für den Sahel prognostiziert, wobei - bezogen auf das Kontrollklima - die Variabilität zunimmt und ein Trend zu höheren täglichen Intensitäten und zu sehr feuchten (Guinea Küste) bzw. tro-

ckenen Sommern (Sahel) zu erwarten ist. Diese Aussagen sind im A1B-Szenario deutlich ausgeprägt und im Rahmen der B1-Integrationen fallen diese Veränderungen schwächer aus.

Realisierung Nr. 2 der A1B-Integrationen fällt in den Simulationen für die Guinea Küste durch einen abrupten Sprung des Niederschlags und insgesamt durch gleichbleibende Temperaturen im Rahmen der SRES Integration auf. Da dieses Verhalten konträr zu den anderen Ergebnissen ist und ein ausbleibender Temperaturanstieg im Treibhausgas-Szenario mit allen anderen Integrationen (A1B und B1) nicht übereinstimmt, sollte dieser nicht weiter betrachtet werden. Dadurch fallen die Aussagen des A1B-Szenarios auf Basis des Laufs 1 und 3 deutlich stärker aus als das Ensemblemittel aller drei Realisierungen. Offen bleibt an dieser Stelle, warum die Simulation 2 ein solch instabiles Verhalten aufzeigt.

Kapitel 9

Zusammenfassung, Diskussion und Ausblick

9.1 Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit fokussiert die Wiedergabe des Westafrikanischen Monsuns durch die Implementierung eines einfachen dynamischen Vegetationsmodells SVege (Zeng et al., 1999) in die fünfte Generation des globalen Atmosphären-Zirkulationsmodells ECHAM5 (Roeckner et al., 2003). Im Rahmen von Ensemble-Simulationen mit jeweils drei Mitgliedern werden Integrationen mit beobachteter Meeresoberflächentemperatur verwendet, die in Bezug zu gleichen Läufen ohne Berücksichtigung der Biosphäre betrieben wurden. Die Modellläufe werden durch den Vergleich zu Beobachtungsdaten (VASCLimO, Grieser und Beck (2006)) bzw. Reanalysedaten des ECMWF (Uppala et al., 2005) validiert.

Die Periode 1960 bis 1999 der Klimaprojektionen, die um 1860 initialisiert und mit der Vorgabe eines Treibhausgasantriebs nach dem IPCC Standard (A1B und B1, Nakicenovic et al. (2000)) angetrieben werden, sind in dieser Studie als Kontrollklima mit den AMIP2-Simulationen (1960 bis 1999) in Bezug gestellt. Die Differenz aus dem Zeitfenster 2060 bis 2099 für das zukünftige Klima und der Kontrollperiode gibt das Signal der Veränderung zu einem zukünftigen Klima wieder. Dabei wird angenommen, dass die Unterschiede zwischen Modellklima und der Realität konstant bleiben und somit das Klimasignal dadurch nicht beeinflusst wird und den Trend beschreibt.

9.1.1 Untersuchungsgegenstand

Zur Erarbeitung des oben genannten Fokus wurde die bei Start der Arbeit neuste, verfügbare Version des Klimamodells ECHAM5 (ECHAM5.3.01a) um das Vegetationsmodell erweitert, auf diversen Großrechnern installiert und die notwendigen Realisierungen wurden erstellt (siehe Kap. 5.3). Folgende vier Hauptaspekte stehen im Zentrum dieser Studie:

1. Die Wiedergabe des Monsunsystems - insbesondere die Wiedergabe des Niederschlags - auf unterschiedlichen Raum- und Zeitskalen und der Unterschied zwischen Modellklima und Realität
2. Der Einfluss des implementierten Vegetationsmodells auf die Simulationsergebnisse der gekoppelten Realisierungen
3. Die Beeinflussung der Niederschlagscharakteristik durch den Ozean zur Feststellung, ob das gekoppelte Biosphären-Atmosphären Modell die aus den Beobachtungen bekannten Wechselwirkungen wiedergibt
4. Die Untersuchung des Klimasignals zur Beantwortung der Fragestellung auf mögliche Änderungen in einem zukünftigen, anthropogen beeinflussten Klima.

9.1.2 Ergebnisse der AMIP2 Simulationen

Die raumzeitliche Verteilung des Niederschlags in Westafrika kann durch das Klimamodell ECHAM5 realistisch wiedergegeben werden. Das Muster der Niederschlagsverteilung auf monatlicher bis jährlicher Basis gleicht den Beobachtungen, ein starker Gradient zwischen dem trockenen Sahel und der feuchten Küstenregion wird durch ECHAM5 wiedergegeben. Der Jahresgang des tropischen Niederschlagsgürtels ist in den Realisierungen deutlich zu erkennen, so sind eine ausgeprägte Regenzeit im Sahel und eine bimodale Verteilung an der Küste in den Simulationen zu finden. Ebenso liegen die Variabilitätsmuster des Niederschlags nahe an den Beobachtungen, so dass innerhalb der ersten drei EOF fast 90% erklärt werden.

Insgesamt werden die Niederschlagssummen zwischen dem Äquator und etwa 15°N mit bis zu 500 mm unterschätzt, wobei der Großteil (mit bis zu 400 mm) dieser Unterschätzung durch zu geringe Niederschlagsmengen zwischen Juni und August, der Hauptregenzeit in dieser Region, entsteht.

Bei der Untersuchung des Einflusses der SST auf die Niederschlagsmuster ist zu sehen, dass die globale Verteilung der Meeresoberflächentemperatur die Verteilung des Niederschlags bestimmt. So ist insbesondere im Rahmen von Komposit-Studien feuchter und trockener Jahre (abhängig von der Untersuchungsregion) die Beziehung zwischen der SST

und dem Niederschlag zu erkennen. Die Guinea-Küste, der Atlantik und der Indik kristallisieren sich als Hauptregionen des Einflusses auf den Niederschlag heraus und bestehende Untersuchungsergebnisse können mit dem hier verwendeten Klimamodell bestätigt werden.

9.1.3 Der Einfluss des Vegetationsmodells

Das Vegetationsmodell SVege wurde für diese Studie in das Klimamodell ECHAM implementiert. Dabei wurde nicht die Vorgehensweise von Schnitzler et al. (2001) verwendet, sondern eine an den neuen Bodendatensatz angepasste Version, um die Verbesserungen zwischen ECHAM4 und ECHAM5 auszunutzen. Mit SVege gelingt es in diesem Modell, einen dynamischen Jahresgang in der Albedo zu simulieren, der den Niederschlagsverteilungen im tropischen Afrika folgt und somit den Strahlungshaushalt beeinflusst.

Die Wiedergabe des Niederschlags bzw. des Westafrikanischen Monsuns unterscheidet sich in den beiden Modellversionen (mit und ohne Berücksichtigung der Biosphäre) kaum. Insbesondere weil die Unterschiede recht gering ausfallen, wurden Simulationen mit beiden Modellversionen auf gleicher Rechnerarchitektur betrieben, um systematische Unterschiede zwischen verschiedenen Großrechnern auszuschließen. Es ist zu erkennen, dass insbesondere bei der Untersuchung von Komposit Studien zur Herausarbeitung der Unterschiede bei extremen Bedingungen leichte, nachvollziehbare Unterschiede zwischen den beiden Modellversionen existieren. Jedoch sind die Unterschiede in der simulierten Temperatur, der Wolkenbedeckung und den Energieflüssen kleiner als die Variabilität innerhalb der Ensemble-Mitglieder und nicht signifikant. Neben diesen Komposit-Studien zeigen die Korrelationsanalysen, dass die beobachteten Muster im Klimamodell gut wiedergeben werden und insbesondere zeigt die Modellversion mit eingebauter Biosphärenmodellierung (siehe Abb. 7.15(f) und 7.15(e)) stärkere bzw. klarere Muster als die Standardversion.

Die Güte in der Wiedergabe der täglichen Niederschlagsintensität ist aktuell noch unzureichend (Yongkang et al., 2008). Die Qualität in der Intensitätsverteilung täglicher Niederschlagsereignisse kann durch diese Arbeiten hier nicht beantwortet werden. Im Rahmen von klimatologischen Mittelwerten und Häufigkeitsverteilungen gibt es auf täglicher Basis nur wenige leicht zugängliche, beobachtete, vollständige Datensätze, so dass ein Vergleich unmöglich ist. Bei der Validierung des Niederschlags wurde der Bezug zu Reanalysedaten explizit nicht angestellt, da in diesem Fall zwei Modellergebnisse miteinander verglichen würden und somit eine Bewertung nicht möglich ist.

9.1.4 Ergebnisse der Klimaszenarien

Für das aktuelle Klima (1960 bis 1999) innerhalb der 240 Jahre (1860 bis 2099) Simulationen treten deutliche Differenzen zu den AMIP2-Läufen auf, die auf Unterschiede in

der SST des Ozeandatensatzes (entnommen aus dem Ozean Modell OM1) zurückzuführen sind. Es ist festzustellen, dass bei der Temperatur des Golfs von Guinea stellenweise Abweichungen von über 3 K zu finden sind, insgesamt liegt eine Überschätzung der beobachteten Jahresmitteltemperatur um etwa 2 K vor. Der Indik hingegen (Arabisches Meer und Golf von Bengalen) fällt insbesondere im Juni bis August durch zu niedrige (etwa 1 K) Temperaturen auf, wenige küstennahe Gitterpunkte sind etwas zu warm, können aber im Sinne großskaliger Telekonnektionen vernachlässigt werden. Bekannte Schwächen in der Wiedergabe von ENSO (Achutarao und Sperber, 2002) und dessen starke Kopplung an die ITCZ verfälschen die Ergebnisse des Atmosphärenmodells, das an den Output des Ozeanmodells OM1 im Rahmen der Klimaintegrationen gekoppelt ist und im Rahmen der Periode 20C validiert wird. Insgesamt ist die Variabilität im Datensatz aus OM1 im Bereich der Guinea Küste halb so hoch wie die der Beobachtungen, was zwangsläufig auf Grund der starken Kopplung zwischen SST und Niederschlag im tropischen Afrika (siehe Kap. 2.2.1) zu Unterschieden in der Variabilitätswiedergabe der Modelle im Vergleich zu den Beobachtungen führen muss. Auf Grund dieser Abweichungen in der Wiedergabe der absoluten SST-Werte im Golf von Guinea und der niedrigen Temperaturen im Indik wird der Feuchtetransport in den Kontinent unterstützt und ein Aufsteigen von Luftmassen im Sahel erleichtert, wodurch ein Niederschlagsanstieg zu begründen ist (analog zu Bader und Latif, 2003; Giannini et al., 2003; Lu und Delworth, 2005). Jedoch ist nicht ausgeschlossen, dass die aus dem Kontrollklima aufgestellten Beziehungen einfach in ein zukünftiges Klima überführt werden können, da (i) die Beziehungen zwischen SST und Niederschlagsereignissen nicht symmetrisch und linear verlaufen (vgl. Balas et al., 2007) und es Anzeichen gibt, dass bei verschiedenen Ozeanbecken gleicher Trend zu unterschiedlichen Ergebnissen führt, wie es beispielsweise Kossin et al. (2007) für die Komplexität zwischen der Hurrican-Intensität und ansteigenden Temperaturen in unterschiedlichen Ozeanbecken darstellt und insbesondere insbesondere die Eigenheit des Atlantiks hervorhebt.

Die Meeresoberflächentemperatur - vorgegeben aus den ECHAM5 - IPCC-4AR Studien - zeigt regional unterschiedliche Temperaturanstiege, insbesondere sind jedoch die tropischen Regionen von einem stärkeren Anstieg betroffen und je nach Szenario sind etwa 2 K (B1) bis 3 K (A1B) Temperaturanstieg zu erwarten. Dabei nimmt zusätzlich die Variabilität der SST leicht zu. Da diese Zunahmen auch für den Indik und den Golf von Guinea gelten, ist mit Veränderungen im Monsunsystem zu rechnen.

Im Rahmen der Klimaintegrationen ist mit einem globalen Anstieg der Temperaturen innerhalb der nächsten 100 Jahre um etwa +3.15 K zu rechnen, die regionale, mittlere Erwärmung für Afrika liegt mit +4.0 K bis +5.5 K (A1B¹) bzw. +3.0 K bis +4 K (B1) deutlich höher und gehört zu den Regionen maximalen Anstiegs. Damit liegen in beiden Fällen die Werte um fast 1 K höher als die MMD Projektionen des IPCC. Insgesamt gehen

¹Bei diesen Werten ist die Integration 2 der 3 Ensemblemitglieder außer Acht gelassen worden, da ein unveränderter Temperaturverlauf innerhalb eines Treibhausgasexperiments mit anthropogen verursachtem Anstieg des CO₂ als unrealistisch eingestuft wird.

diese Muster der Temperaturzunahmen mit den globalen und regionalen Projektionen des IPCC konform.

Die Klimaszenarien A1B und B1 zeigen für das Ende des 21. Jahrhunderts (2060 bis 2099) für die Guinea Küste und den Zentral Sahel entgegengesetzte Trends im Niederschlag. Während im Sahel mit rückläufigen Niederschlagsmengen um etwa 50 mm zu rechnen ist (bezogen auf das Flächenmittel), wird für die Guinea Küste mit einem Anstieg von etwa 150 mm zu rechnen sein. Überlagert wird diese Entwicklung durch eine zunehmende Variabilität in beiden Regionen, so dass das Potential einer Zunahme von Extremperioden (im Bezug auf das Kontrollklima) an extrem trockenen (Sahel) und feuchten (Guinea Küste) Kernmonsunzeiten steigt. Diese hier gezeigten Projektionsergebnisse sind zu den IPCC-4AR Ergebnissen auf Basis der MMD konform (siehe Abb. 21(a), bzw. Christensen et al., 2007 und darin Abb. 11.2). Somit entsprechen die durch die gekoppelte Version des Modells projizierten Trends den Erwartungen, insbesondere weil in den regionalen Projektionen des IPCC-4AR durchgängig eine Zunahme von extremen Ereignissen (wie z. B. Hitzeperioden, Dürren, Starkniederschläge, Stürme) zu finden ist (Christensen et al., 2007) und die in dieser Arbeit herausgearbeiteten Trends in (i) steigenden Temperaturen, (ii) einer stärkeren Variabilität der Niederschlagsmengen in West Afrika, (iii) einer rückläufigen Niederschlags-summe im Sahel und (iv) einer Intensivierung täglicher Ereignisse zu den Ergebnissen des IPCC passt.

Für Westafrika wird insbesondere die höhere Jahr zu Jahr Variabilität im Niederschlag eine Herausforderung für das Management des Süßwassers darstellen. Bei einer Intensivierung der täglichen Regenmenge wird der oberflächennahe Abfluss während eines Niederschlagsereignisses steigen und die prinzipiell zur Verfügung stehenden Wassermengen müssen aufgefangen werden können, um das verfügbare Wasser in der Agrarwirtschaft nutzen zu können. Dieses kann z. B. durch den Bau kleiner Stauseen erfolgen. Die steigenden Temperaturen werden zu einer höheren Verdunstung führen, was beim Management zukünftiger Wassermengen zu berücksichtigen ist.

9.2 Diskussion

Die getrennte Analyse der drei Integrationen im Rahmen der A1B-Projektionen zeigt für die Simulation Nr. 2 eine plötzliche Abnahme der Niederschlagsmenge im Bereich der Guinea Küste, die dann im Verlaufe der Integration keinen Trend erfährt. Ein Temperaturanstieg bleibt trotz CO₂ - Forcing aus. Diese unrealistisch erscheinende Simulation der A1B-Klimaintegration stellt mit ihrem fragwürdigen Ergebnis die Qualität der Simulationen auf der Rechnerarchitektur SUN im RRZK in Frage. Eine Möglichkeit zur Erklärung der konstanten Temperatur wäre ein technischer Fehler in der Übergabe der CO₂ Konzentration, so dass kein Temperaturanstieg entsteht. Dies kann jedoch nicht den plötzlichen Sprung der Niederschlagsmengen an der Guinea Küste erklären. Da die Aufbereitung des

Modelloutputs, die notwendigen Datenextraktionen sowie die Erstellung der hier gezeigten Abbildungen (alles zusammen als *post processing* (engl.) zu bezeichnen) alle auf automatisierten Skripten basieren, sollte ein systematischer Fehler in allen Ensemble-Mitgliedern bzw. in allen Abbildungen der Guinea Küste zu erkennen sein. Mangels solcher systematischer Auffälligkeiten wird ein technisches Problem zur Erklärung ausgeschlossen. Zusätzlich gibt es die Möglichkeit, dass die Integration auf Basis eines unstablen Modellsetups zu erklären ist. Jedoch fehlen auch dazu in anderen Läufen notwendige, systematische Parallelen, die zum Beispiel auf eine ungeeignete Konfiguration des Compiler-Skripts zur Rechnerarchitektur hinweisen. Schließlich ist die Alternative eines weiteren, stabilen Klimazustands (engl.: *climate mode*) prinzipiell nicht ausgeschlossen, müsste aber in weiteren Untersuchungen analysiert werden. Insbesondere könnten lange Integrationen (mehrere 1000 Jahre) unter konstanten Antriebsbedingungen ggf. solche plötzlichen Sprünge, die von einem Klimazustand in einen weiteren überführen, zeigen. Gegen einen solchen abrupten Sprung spricht hingegen die vorgegebene Temperatur der Meeresoberfläche. Insbesondere plötzliche Klima-Wechsel werden durch abrupte Sprünge in der Zirkulation der Ozeanzirkulation hervorgerufen (z.B. *8.2ka - events*²).

Durch Ausschluss der Verwirklichung Nr. 2 ist die Stärke der A1B- und B1-Ensemble ungleich und ein Vergleich zwischen den Projektionen aus statistischen Gründen nur bedingt möglich. So wäre die Erstellung eines neuen, dritten Laufs als Austausch ggf. angebracht. Da jedoch auf Grund der internen Planungen innerhalb des RRZK die dazu notwendige Hardware nicht mehr zur Verfügung stehen wird und außerdem in gleicher Rechenzeit, deutlich mehr Ensemble gleicher Auflösung am neuen Hochleistungsrechner des RRZK erstellt werden könnten, steht zur Erarbeitung weiterer Ergebnisse nur ein reduziertes Ensemble zur Verfügung.

Aktuelle, laufende Arbeiten, die auf globaler Skala beruhen, zeigen ebenso, dass die Unterschiede in der Wiedergabe der globalen Niederschlagsmuster nicht signifikant voneinander sind. In beiden Versionen weichen die simulierten Niederschlagsmengen im Bereich der Monsunsysteme deutlich von den Beobachtungen ab (insbesondere im Bereich des indischen Monsuns), hingegen sind die Differenzen zwischen den Modellversionen (nicht Ensemble Mitglieder) gering. Zusätzlich ist keine großflächige Region zu identifizieren, die in allen Jahreszeiten einen einheitlichen Trend zur Verbesserung oder Verschlechterung durch die Verwendung von SVege zeigt.

Neben den Verbesserungen in der dekadischen Variabilität und den optimierten Korrelationsmustern zwischen dem Niederschlag und der Meeresoberflächentemperatur - im Rahmen der AMIP2-Simulationen - motiviert letztendlich die physikalisch basierte Beschreibung der Albedo den Einsatz des Vegetationsmodells. Anstatt die Vorgabe eines klimatologischen Mittelwertes für die komplette Integration der Klimasimulationen zu nutzen, ist es wünschenswert, eine dynamische Beschreibung (z.B. der Albedo) zu nutzen.

²Damit werden Ereignisse bezeichnet, die auf Grund wechselnder Ozean-Strömungen und eines wechselnden Energie-Transports eine sprunghafte Temperaturveränderung in der Nordhemisphäre bewirken.

Verglichen mit den motivierenden Ergebnissen von Schnitzler et al. (2001) bei seiner Studie mit ECHAM4 fällt der Einfluss des implementierten Vegetationsmodells in ECHAM5 recht gering aus. Die Ursachen können sehr unterschiedlicher Natur sein: (i) Wird SVege nur an bestimmten Gitterpunkten eingesetzt, so greift das Vegetationsmodell nicht so stark in das Modell ein wie in der von Schnitzler et al. (2001) vorgestellten Kopplung. (ii) Die Qualität des Bodendatensatzes (Hagemann, 2002) zwischen ECHAM4 und ECHAM5 hat sich derart erhöht, dass schon alleine dadurch die Wiedergabe deutlich verbessert wird und neben vielen weiteren Veränderungen, insbesondere im Bodenmodell und dem Strahlungsschema, der Einbau des sehr einfachen Vegetationsmodells kaum etwas bewirkt.

- zu (i): Der Vergleich der beiden unterschiedlichen Versionen von SVege zeigt in der Wiedergabe der Albedo fast keinen Unterschied und die Auswirkungen auf das Niederschlagsmuster sind eher eine Verschlechterung. Dadurch wird die hier verwendete Version, mit dem intuitiven Ansatz, das Vegetationsmodell nur dort einzusetzen, wo ein gewisser Schwellwert des Pflanzenbedeckungsgrads überschritten wird, gerade bestätigt. Jedoch ist dieser Versionsvergleich, beruhend auf einer ungleichen Anzahl an Ensemblemitgliedern aus statistischen Gründen kritisch zu sehen, doch weitere Realisierungen von AMIP2-Simulationen mit der originalen SVege Version waren aus technischen Gründen leider nicht verfügbar.
- zu (ii): Neben der Möglichkeit, dass das Vegetationsmodell für ECHAM5 zu simpel ist, besteht auch die Option, dass ECHAM5 auf die Verwendung eines Vegetationsmodells nicht sensitiv reagiert und mehr oder weniger auf den standardmäßig implementierten Bodendatensatz angepasst ist und damit beste Resultate erzielt. Zur Beantwortung dieser Frage könnten gekoppelte Simulationen mit diversen Bodenmodellen betrieben werden - ähnlich zu den Studien von Koster et al. (2004) - wodurch bei Verwendung unterschiedlich komplexer Bodenmodelle getestet werden kann, wie stark ECHAM5 auf die Biosphäre reagiert und gleichzeitig die Rückkopplung (engl.: *feedback*) auf verschiedene Regionen aufgezeigt werden kann. Immerhin existieren Modelle, wie zum Beispiel REMO, das sensitiv auf die Veränderung der Bodennutzung im Rahmen von Klimaprojektionen reagiert (Paeth et al., 2008).

Genau an diesem Punkt der Insensitivität bzw. des geringen Einflusses des Vegetationsmodells stellt sich die Kritik über den Nutzen und die Notwendigkeit der langjährigen und kostenintensiven Klimaintegrationen, zumal Projektionen mit gleichem Modell (ECHAM5-OM1, ohne dynamisches Vegetationsmodell) im Rahmen des IPCC-4AR entwickelt wurden. Da jedoch der dem Modell zu Grunde liegende Bodendatensatz (Hagemann, 2002) für das aktuelle Klima erstellt wurde und keine Vorgaben für eine zeitliche Veränderung auf Basis von Klimaänderungsexperimenten beschreibt, ist es genau aus diesem Grund sinnvoll, die konstanten Werte durch dynamische, physikalisch basierte Formulierungen zu beschreiben. Erst dadurch wird gewährleistet, auf mögliche Veränderungen in einem geänderten

Klima, wie zum Beispiel den Temperaturanstieg und den Niederschlagstrend, im Modell dynamisch zu reagieren.

Als schwierig erweist sich die Aufgabe der Wertung der hier produzierten Modellergebnisse im Vergleich mit anderen vorhandenen Studien und den Aussagen des IPCC-4AR. Bei der Einschätzung der Güte eines Modells werden gekoppelte Modelle verglichen, die als *Ganzes* beurteilt werden, ohne die Korrektheit für das Ozean- und Atmosphärenmodell separat zu liefern. Günstig wären mehr Kopplungs-Experimente, die einen Austausch des Ozeanmodells oder des -datensatzes gewährleisten würden, wodurch die Sensitivität eines jeden Atmosphärenmodells auf das unterliegende Ozeanmodell getestet wird. Dadurch ist sichergestellt, dass jedes Atmosphärenmodell die gleiche Variabilität des Ozeans erfährt. Es sollte zusätzlich berücksichtigt werden, dass alle Modelle in der gleichen räumlichen Auflösung betrieben werden und die Anzahl der Ensembles konstant ist. Aktuell gehen in die MMD Studien unterschiedlich mächtige Ensembles ein, wodurch die Gewichtung der Modelle untereinander nicht gleich ist, zusätzlich sind die räumlichen Auflösungen unterschiedlich und eine Interpolation auf T42 wurde vorgenommen, die das Muster des Modells verändert und Extrema glättet. So ist zu bemerken, dass T42 die horizontale Auflösung ist, die auch schon vielen Modellen im dritten Sachstandsberichts des IPCC zu Grunde lag.

Erst wenn diese Studien getätigt sind, sollte die Anzahl der berücksichtigten Erd-Subsysteme verändert werden. Dadurch kann schließlich eine Trennung zwischen den unterschiedlichen Einflussfaktoren erarbeitet und deren Stärke abgeschätzt werden.

Einen Ansatz zur Beantwortung dieser offenen Fragestellung im Bezug auf das Klima Afrikas liefert das Vorhaben WAMME (engl. *West African Monsoon Modeling and Evaluation project*; Yongkang et al., 2008). Mit vorgeschriebenen (atmosphärischen) Randbedingungen wird ein einheitlicher Antrieb für globale und regionale Klimamodellstudien vorgegeben. Die Unterschiede in den Ergebnissen beruhen in diesem Fall primär auf der unterschiedlichen Formulierung der Modelle und sekundär auf der genutzten räumlichen Auflösung, die in diesen Experimenten nicht vorgeschrieben ist. An dieser Stelle sollte angemerkt werden, dass auf Grund fundamentaler Unterschiede zwischen den verschiedenen Modellen (Gitterpunktsmodell, spektrale Auflösung) eine exakt gleiche räumliche Auflösung nicht möglich sein kann.

9.3 Ausblick

Einige Verbesserungen führen von der Version 4 zur 5. Generation des globalen Zirkulationsmodells ECHAM. Es scheint, als würden diese Optimierungen den Effekt des einfachen Biosphärenmodells balancieren, so dass die Unterschiede bei der Benutzung von SVEge relativ gering ausfallen. Somit könnte für die aktuelle Generation an Klimamodellen das einfache Konzept des Vegetationsmodells SVEge nicht ausreichend und zu *simpel* sein. Mit

der Entwicklung von komplexen Erdsystem-Modellen (z.B. COSMOS), die mehr Subsysteme berücksichtigen, wächst die Komplexität der Modelle, um die Vielschichtigkeit der Biosphäre, Atmosphäre, dem Ozean und der Lithosphäre sowie deren Wechselwirkung untereinander zu beschreiben. Neben diesen Entwicklungen und dem Trend zu einer feineren räumlichen und zeitlichen Auflösung, die durch steigende Computerleistungen ermöglicht wird, sollte weiterhin versucht werden, die Qualität der einzelnen Parametrisierungen zu optimieren. Zusätzlich muss bedacht werden, dass die Formulierung der einzelnen Parametrisierungen auch nur zu einer gewissen räumlichen Auflösung passt.

Im Rahmen des nachfolgenden IPCC-Berichts (IPCC-AR5) wird nicht nur der Fokus auf mehr Regionalmodell-Studien gelegt werden, auch der Einsatz dieser Erdsystemmodelle mit einer feineren Auflösung und einer höheren Anzahl an Ensemblemitgliedern wird ein Schwerpunkt sein. Dadurch soll sichergestellt werden, dass auf potenzielle, regionale Veränderungen in einem zukünftigen, anthropogen geänderten Klima frühzeitig reagiert werden könnte.

Genau an diesem Punkt setzen wegweisende Arbeiten von IMPETUS jetzt schon an. Entscheidungsunterstützende und informierende Anwendungen für einen nachhaltigen Umgang mit Süßwasser wurden z. B. für die Landwirtschaft und das Gesundheitswesen entwickelt, um aus den Vorgaben von Klima-Szenarien abgeleitete Projektionen für Folgegrößen zu errechnen. Diese Anwendungen werden für einen nachhaltigen Einsatz Entscheidungsträgern an die Hand gegeben, um im Vorfeld mögliche Reaktionen auf Veränderungen im Klima zu erarbeiten.

Anhang

Auf den folgenden Seiten stehen ergänzende Abbildungen zur Verfügung, die der Vollständigkeit halber dem Leser die Unterschiede zwischen den Modellversionen bzw. die Trends für das zukünftige Klima außerhalb der fokussierten, nordhemisphärischen Kernregenzeit (Juni bis August) zeigen. Dabei werden die Quartale mit den Anfangsbuchstaben der Monate in abkürzender Form betitelt (z. B.: September bis November durch SON).

Die Abb. 10 bis Abb. 15 zeigen die Unterschiede in der Wiedergabe der simulierten Niederschlagsmenge innerhalb der einzelnen Ensemblemitglieder für die Wiedergabe des aktuellen (1960-1999) und zukünftigen (2060-2099) Klimas (A1B). Dabei kann insbesondere der Unterschied zwischen der Klimaintegration 2 und den anderen beiden (1 und 3) gesehen werden sowie die Beeinflussung dieser als fraglich einzustufenden Integration auf das Ensemblemittel und das projizierte Klimasignal. Um eventuelle Verschiebungen in der simulierten Position des tropischen Niederschlagsgürtels zu erkennen, ist der Bereich über den Ozeanen nicht ausgeblendet.

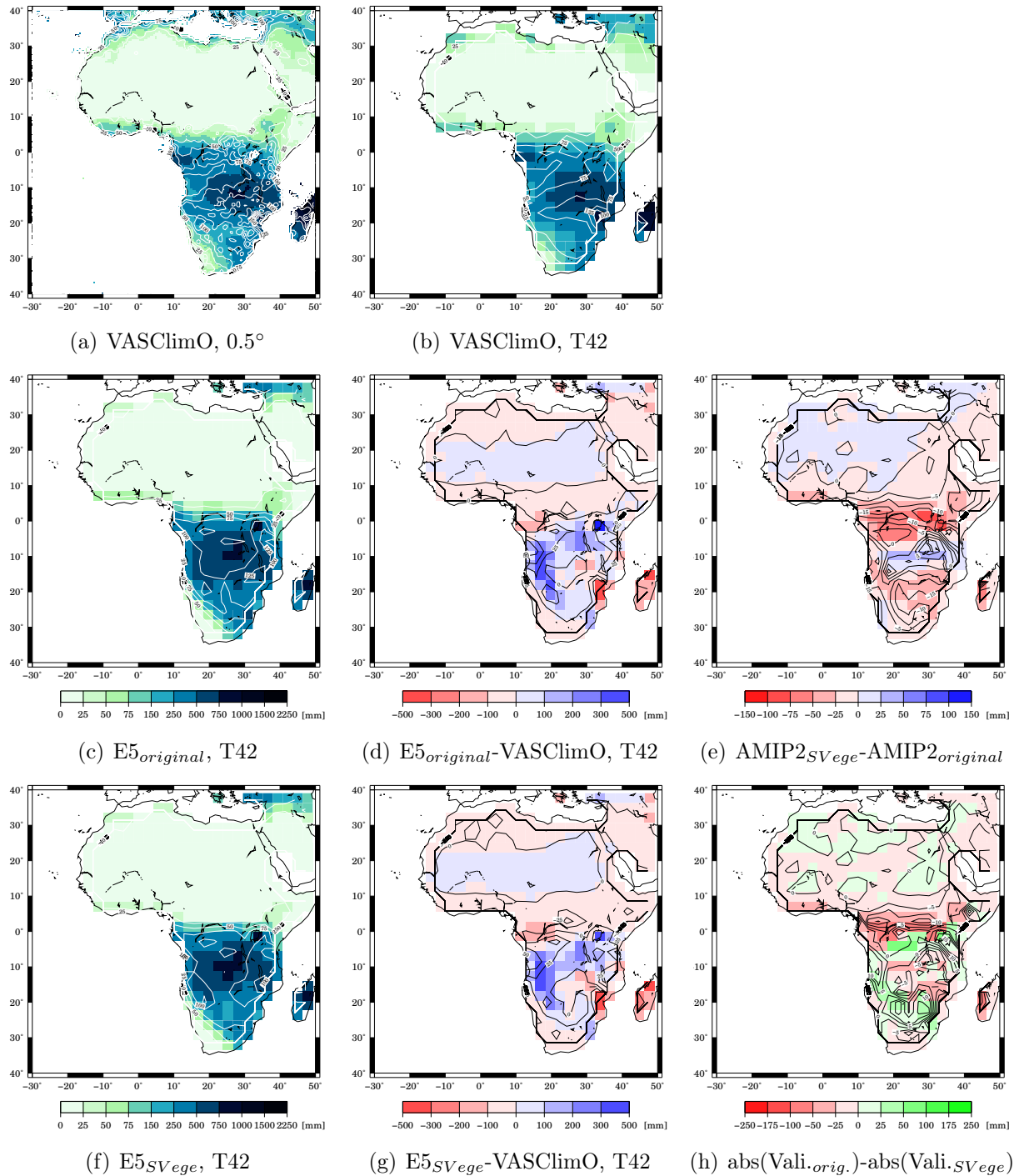


Abbildung 1: Mittlere beobachtete (oben) DJF Niederschlagsverteilung [mm] von 1960 bis 1999 und die Differenzen zu den AMIP2-Simulationen ohne (Mitte) und mit (unten) Vegetationsmodell SVEge zu den Beobachtungen in Ergänzung zu Abb. 7.3 sowie die Differenz der AMIP2 Simulationen untereinander und die Güte der Modellverbesserung durch den Einbau des Vegetationsmodells (vgl. Abb. 7.2).

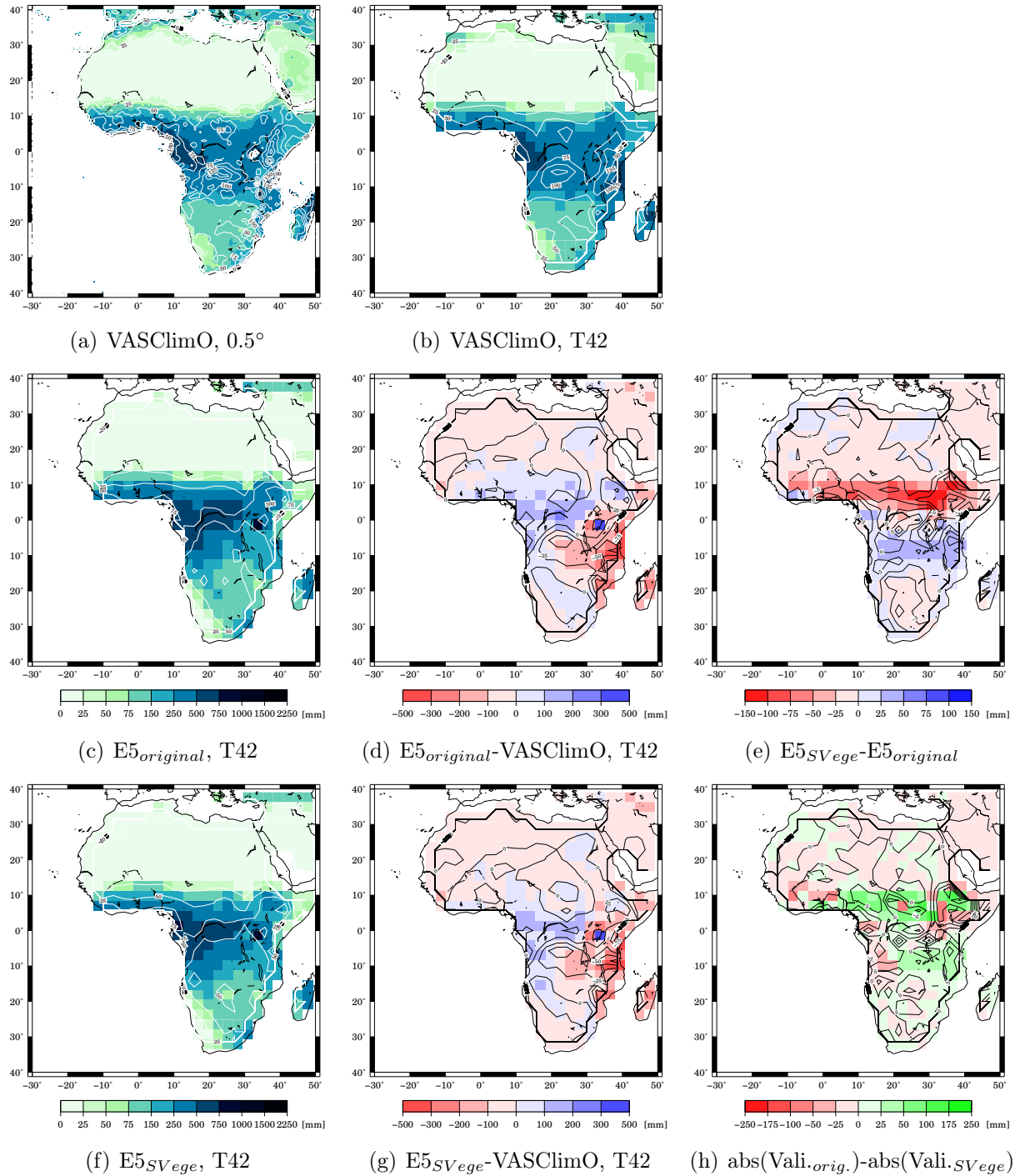


Abbildung 2: Wie Abb. 1, jedoch für März bis Mai.

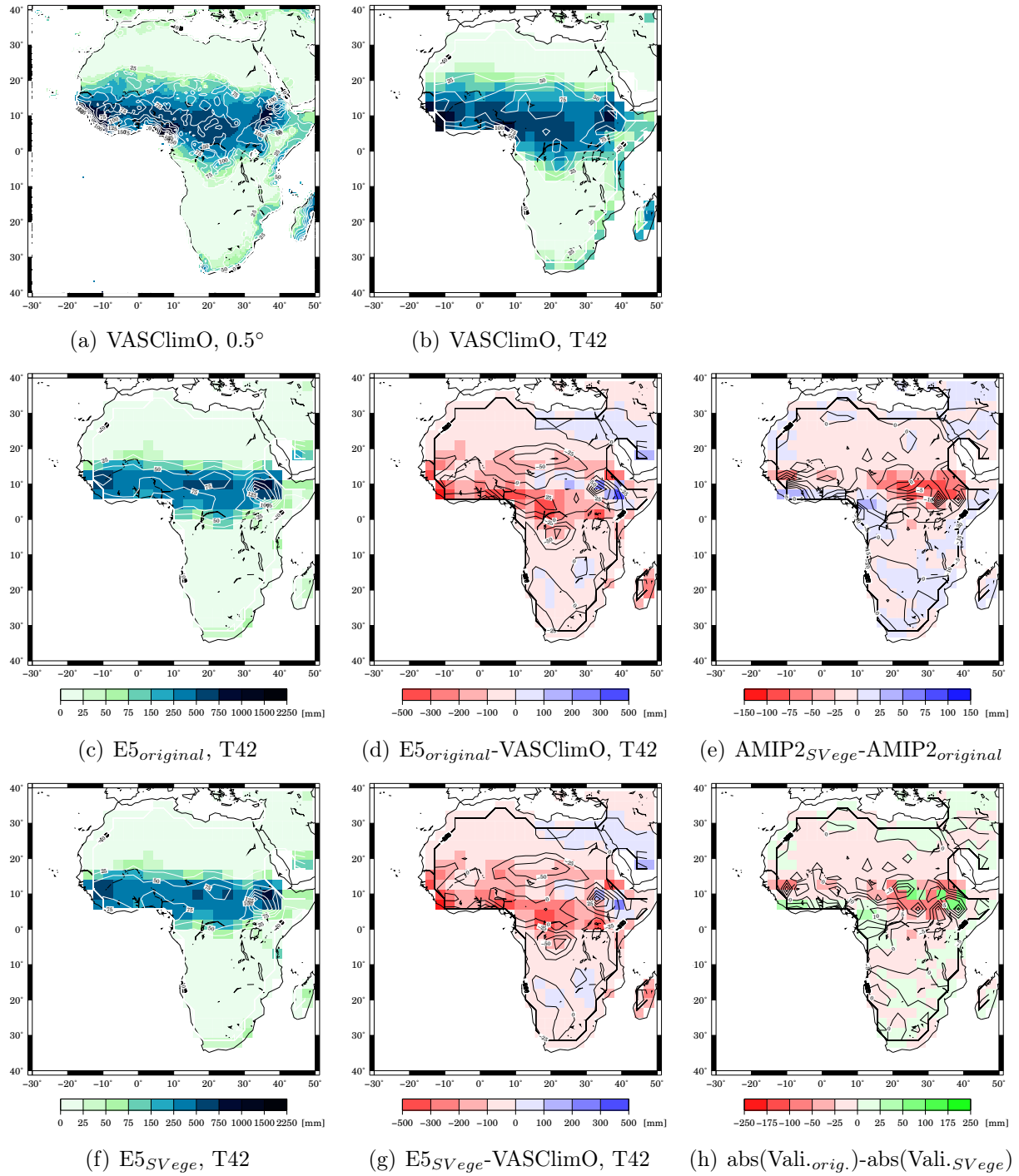


Abbildung 3: Wie Abb. 1, jedoch für Juni bis August.

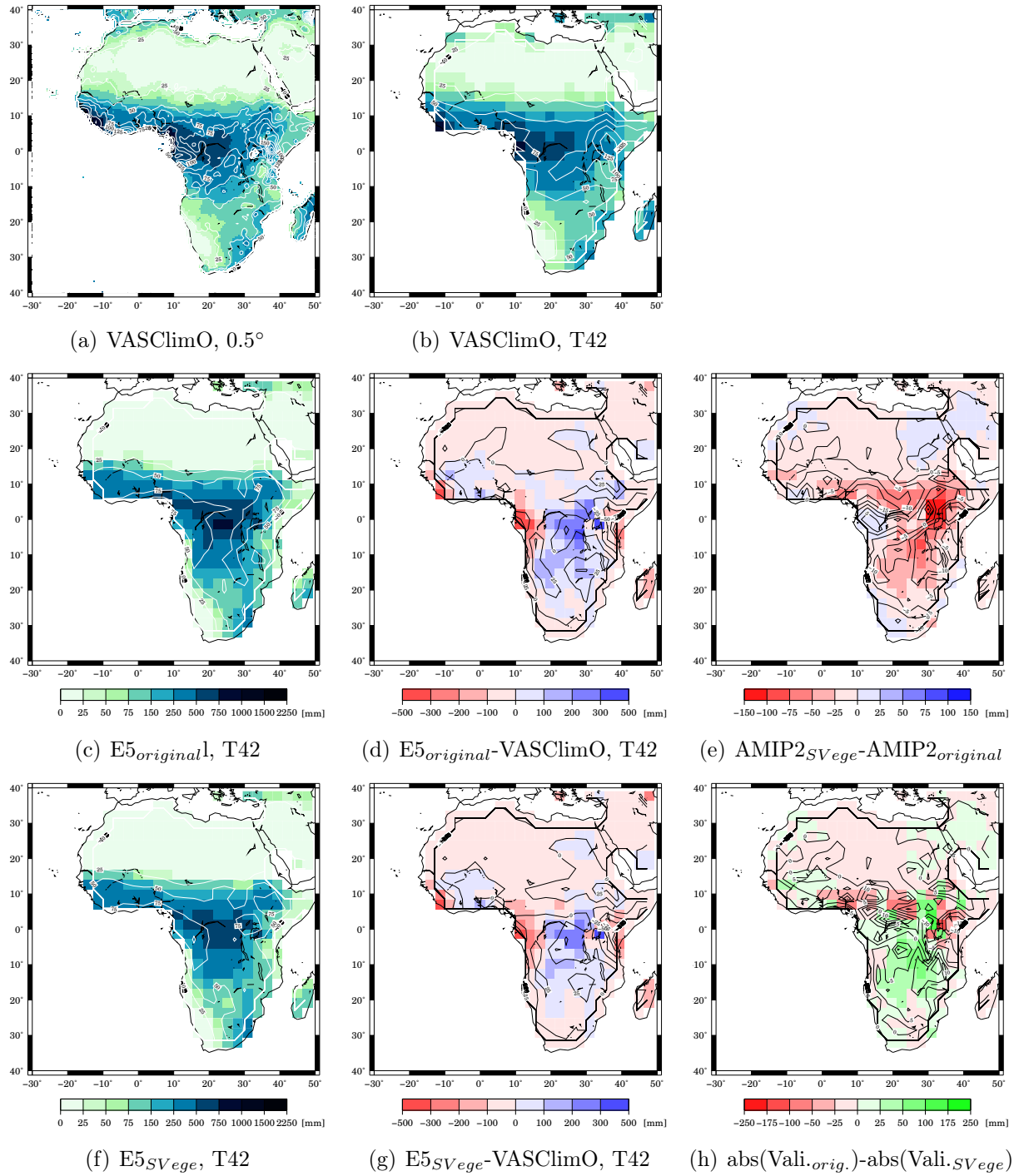
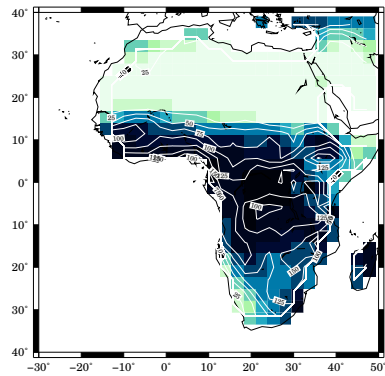
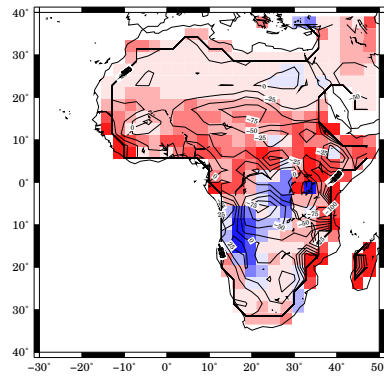
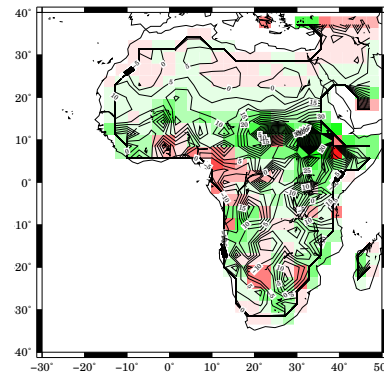
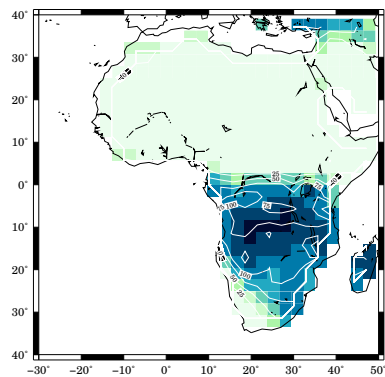
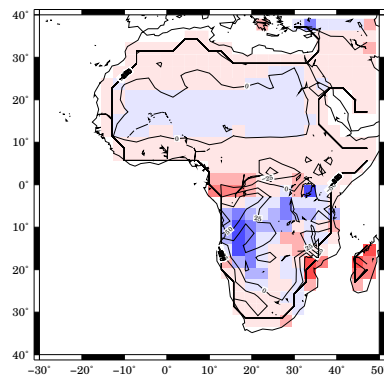
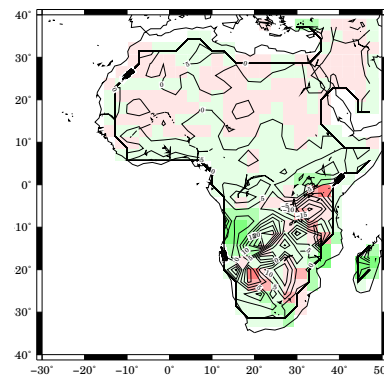


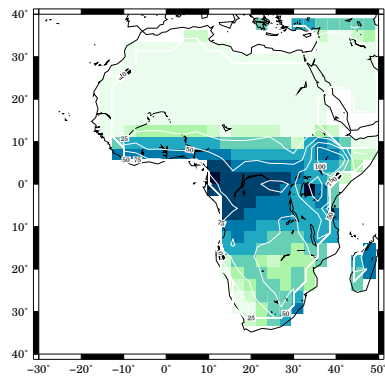
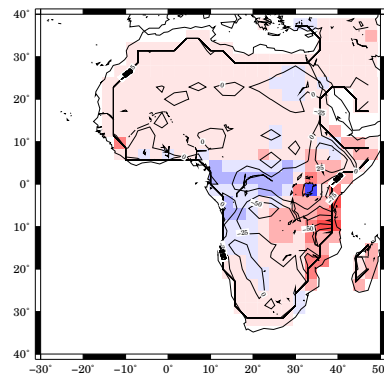
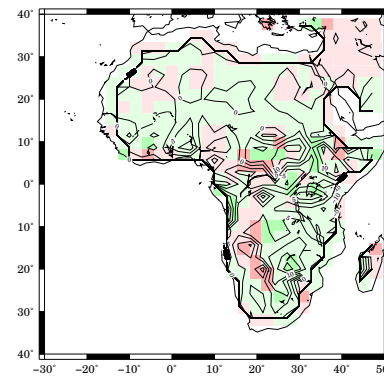
Abbildung 4: Wie Abb. 1, jedoch für September bis November.

(a) AMIP2 $_{SV_{ege0}}$ 1960-1990(b) Vali. AMIP2 $_{SV_{ege0}}$ 

(c) Güte SVege 15%

(d) AMIP2 $_{SV_{ege0}}$ 1960-1990, DJF(e) Vali. AMIP2 $_{SV_{ege0}}$, DJF

(f) Güte SVege 15%, DJF

(g) AMIP2 $_{SV_{ege0}}$ 1960-1990, MAM(h) Vali. AMIP2 $_{SV_{ege0}}$, MAM

(i) Güte SVege 15%, MAM

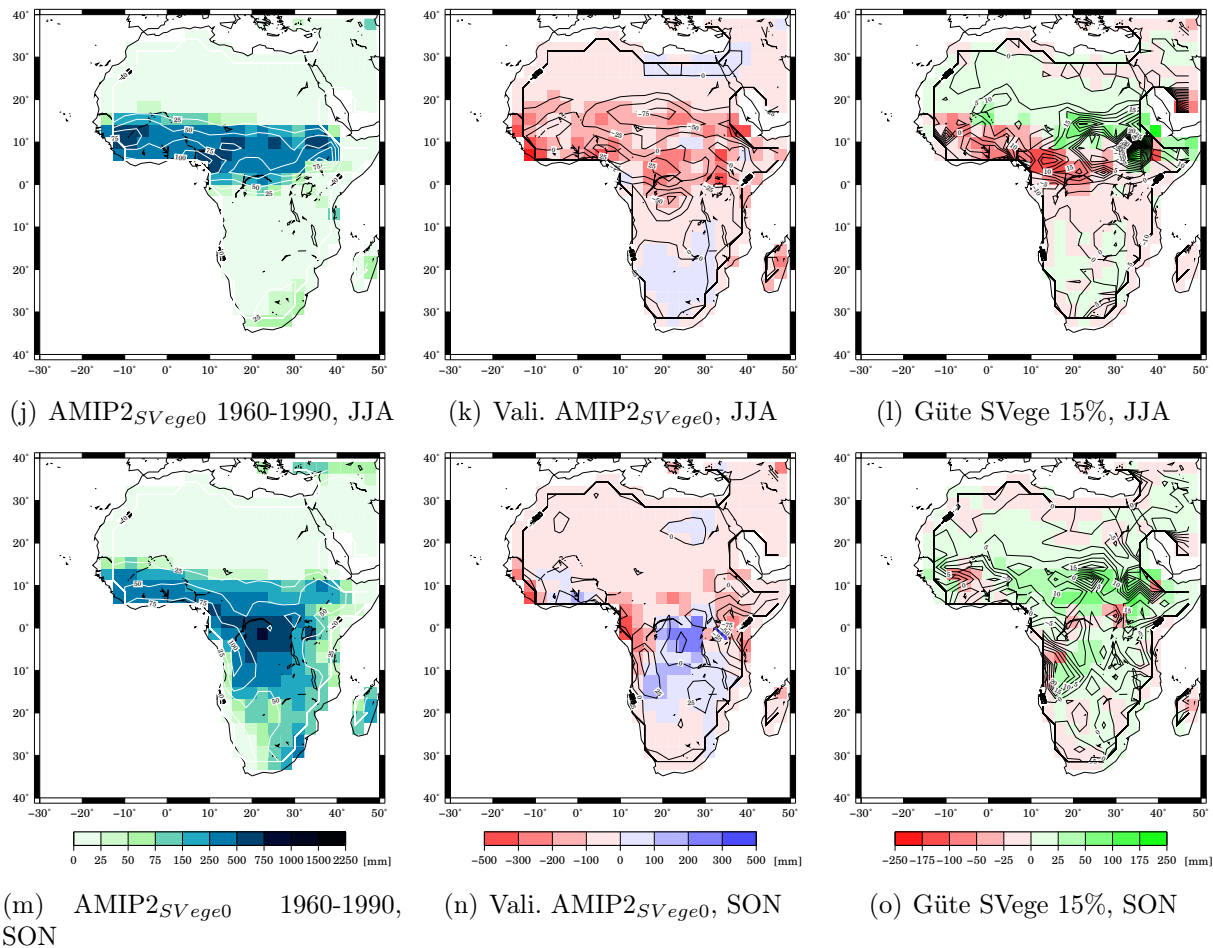


Abbildung 5: Klimatologisch gemittelte Niederschlagsverteilung (in mm, 1960 bis 1999) einer gekoppelten AMIP2 Version (links) unter Verwendung der Standard-SVege Variante (siehe Kap. 4) und dessen Validierung mit den Beobachtungen (VASclimO, Mitte) sowie die Differenz aus den absoluten Abweichungen der Standardversion SVege zu den Beobachtungen und der auf ECHAM5 zugeschnittenen SVege-Version und den Beobachtungen. Die Ergebnisse sind, getrennt nach den Jahreszeiten ((d) bis (o)), bzw. für das gesamte Kalenderjahr ((a) bis (c)) aufgeführt.

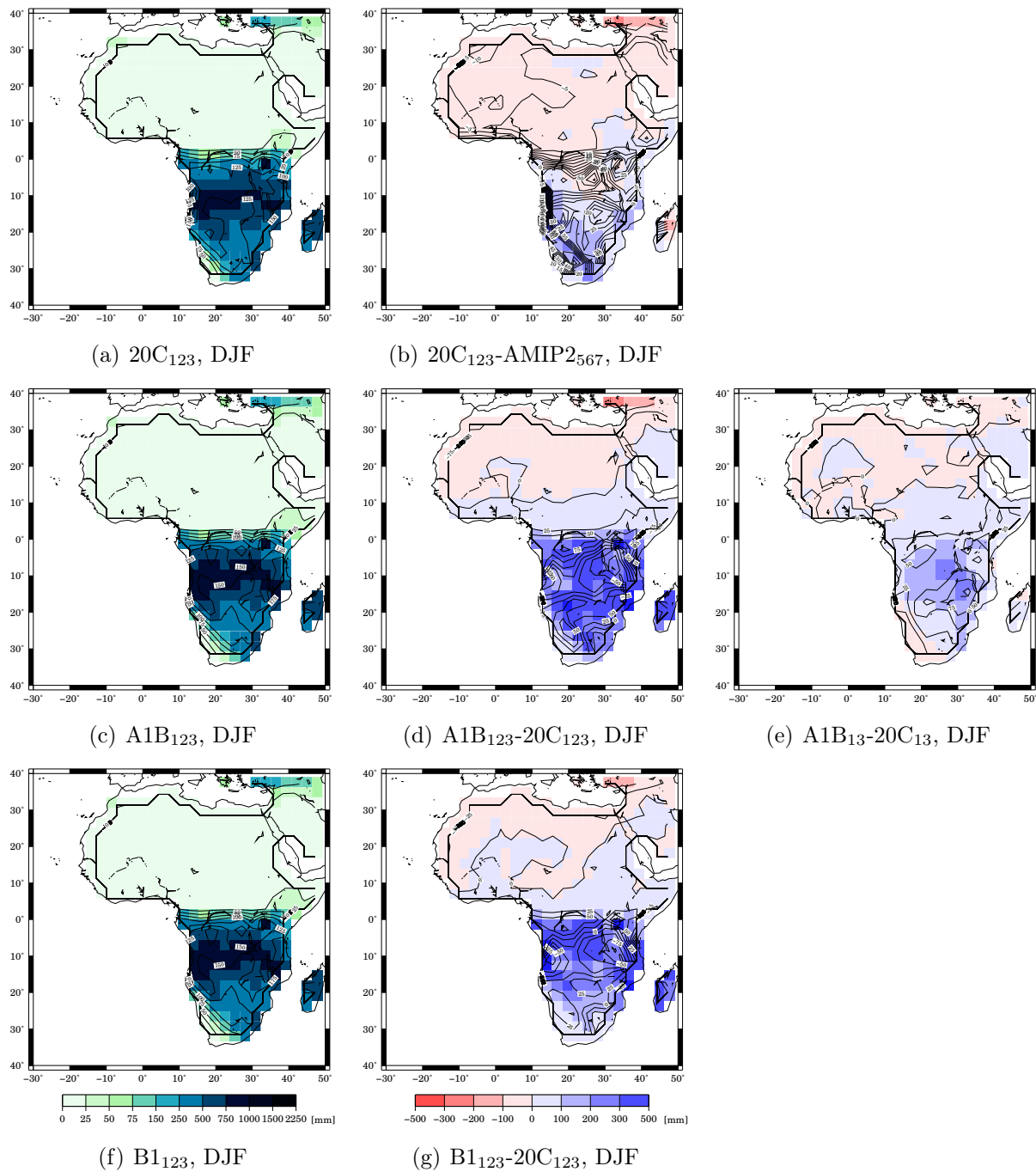


Abbildung 6: Validierung der DJF-Niederschlagsmengen [mm] der Kontrollperiode (1960 bis 2009) innerhalb der Klimaintegrationen (oben) und die Projektion der mittleren Niederschlagsverteilung und deren Standardabweichung für die Zielperiode 2060 bis 2099 innerhalb der Szenarien A1B (Mitte) und B1 (unten).

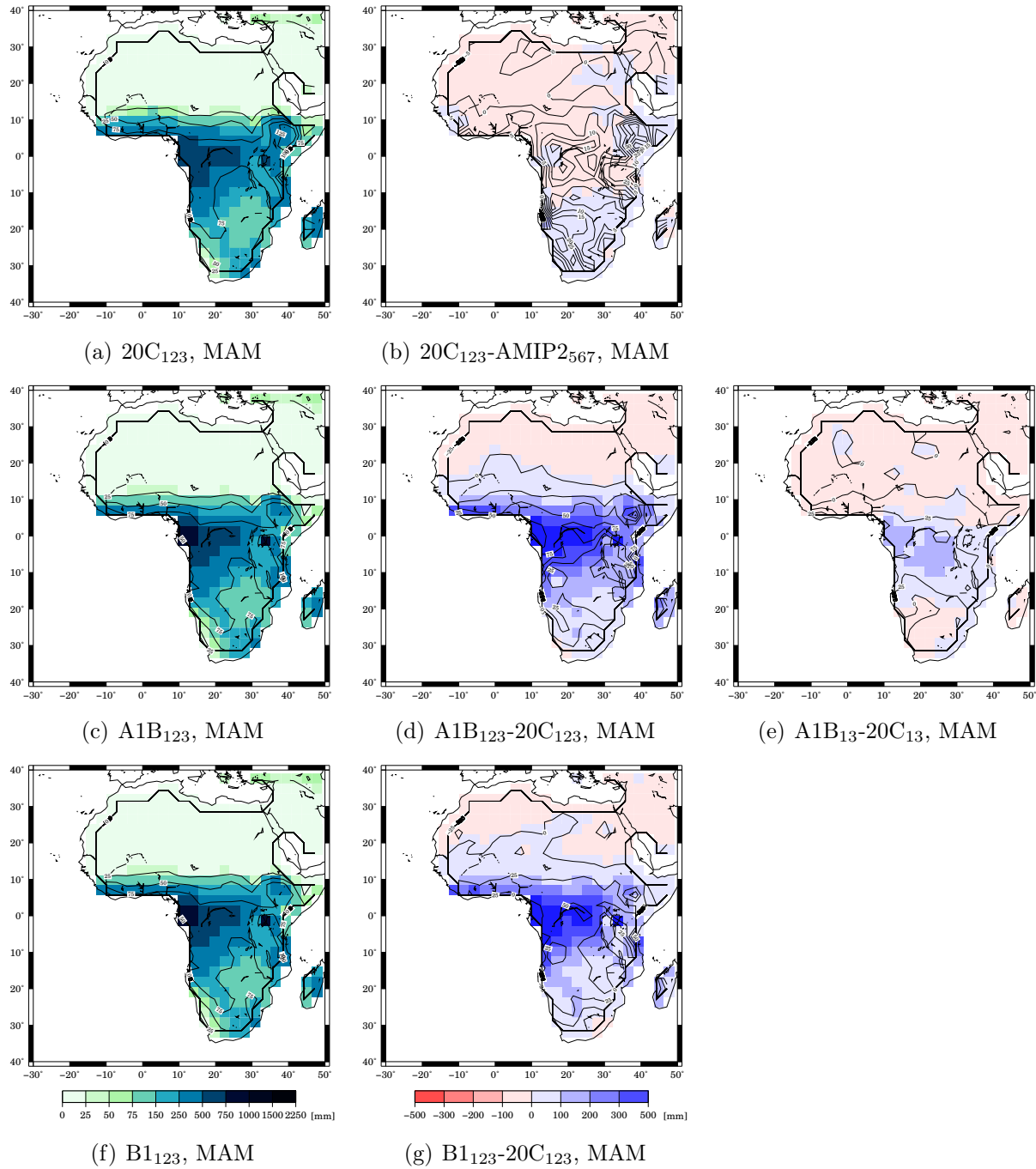


Abbildung 7: Wie Abb. 6, jedoch für den Zeitraum März bis Mai (MAM).

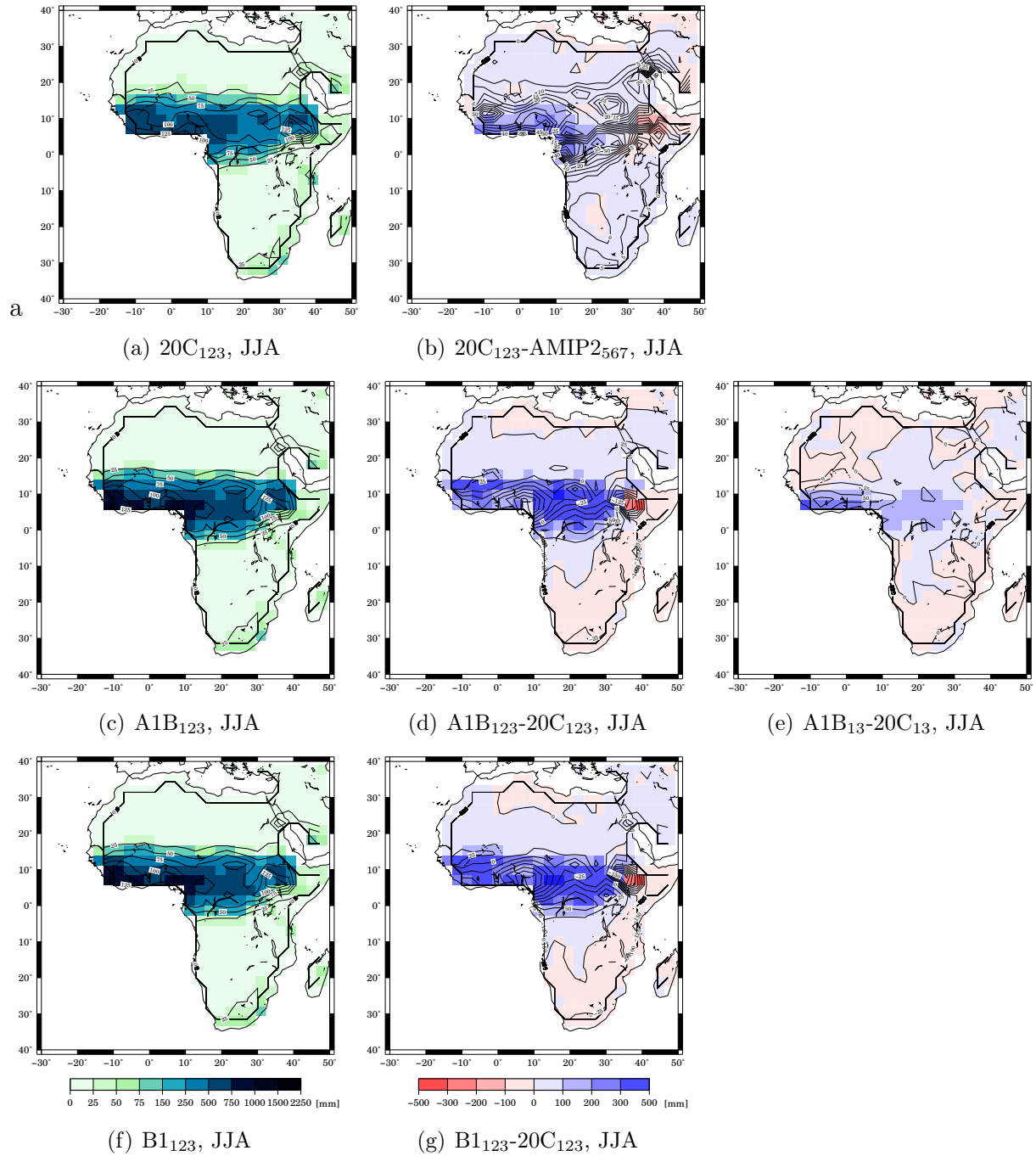


Abbildung 8: Wie Abb. 6, jedoch für den Zeitraum Juni bis August (JJA).

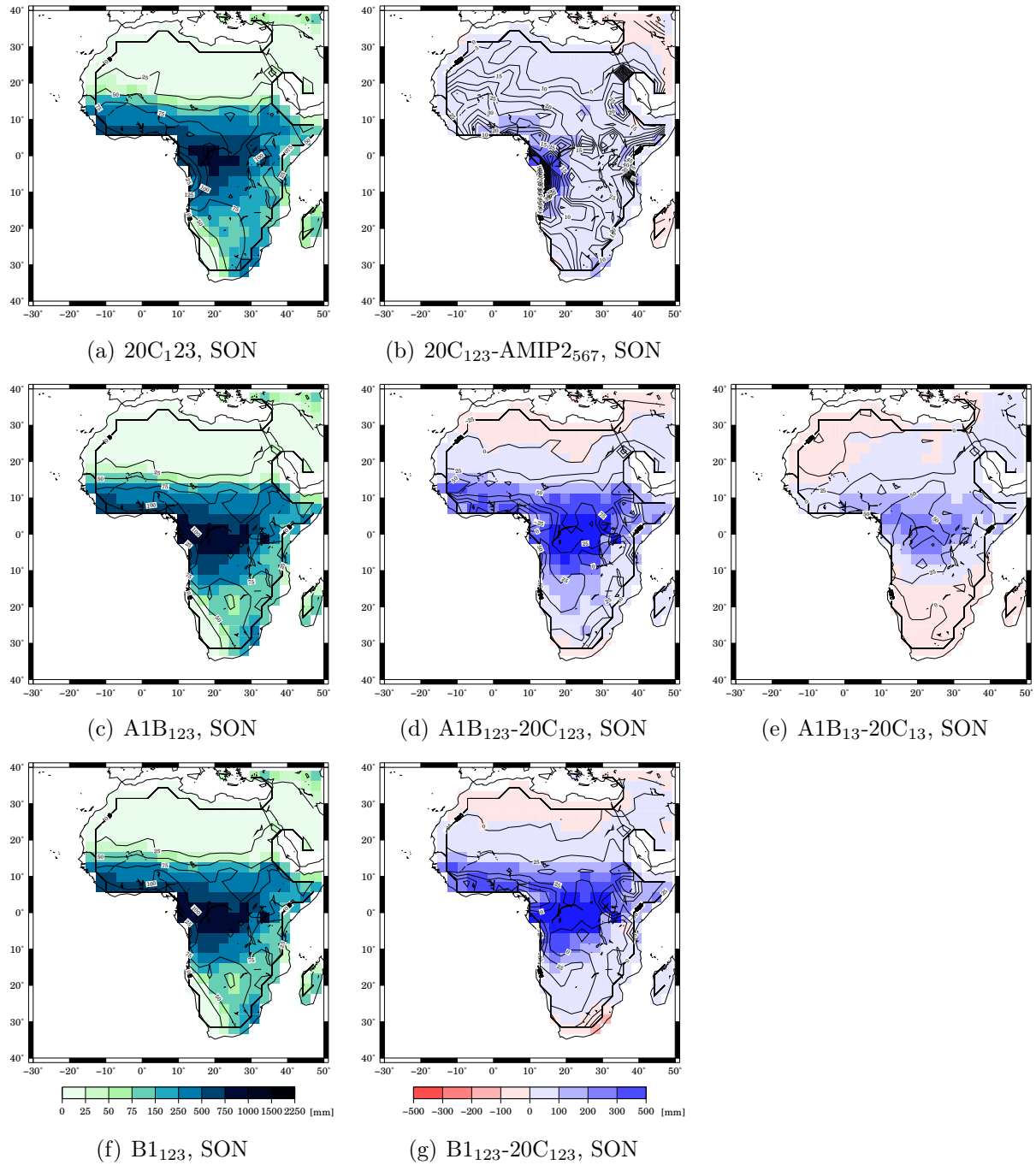


Abbildung 9: Wie Abb. 6, jedoch für den Zeitraum September bis November (SON).

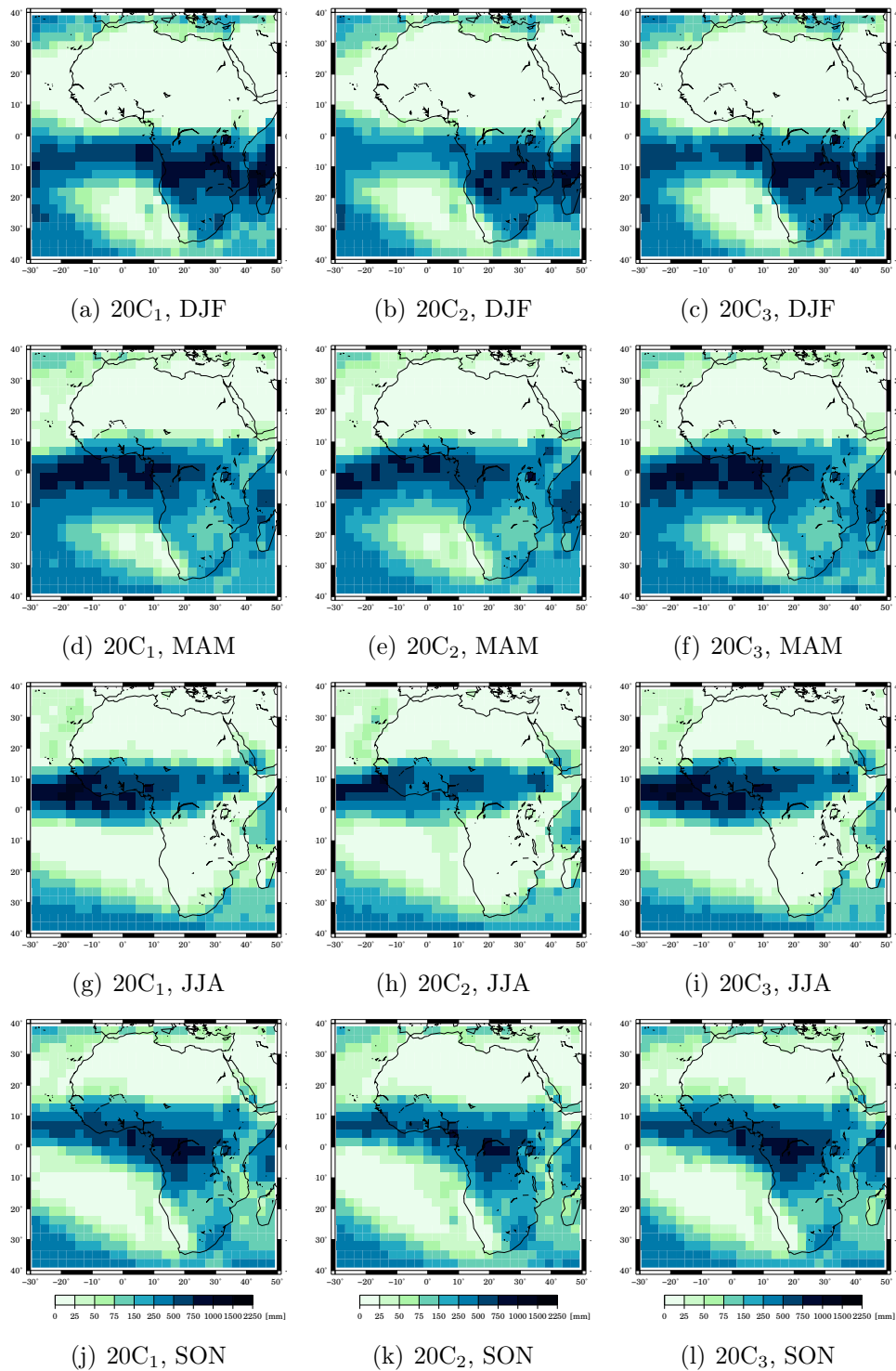


Abbildung 10: Niederschlagssummen [mm] für das aktuelle Klima (1960/1999), getrennt nach den einzelnen Integrationen und Jahreszeiten.

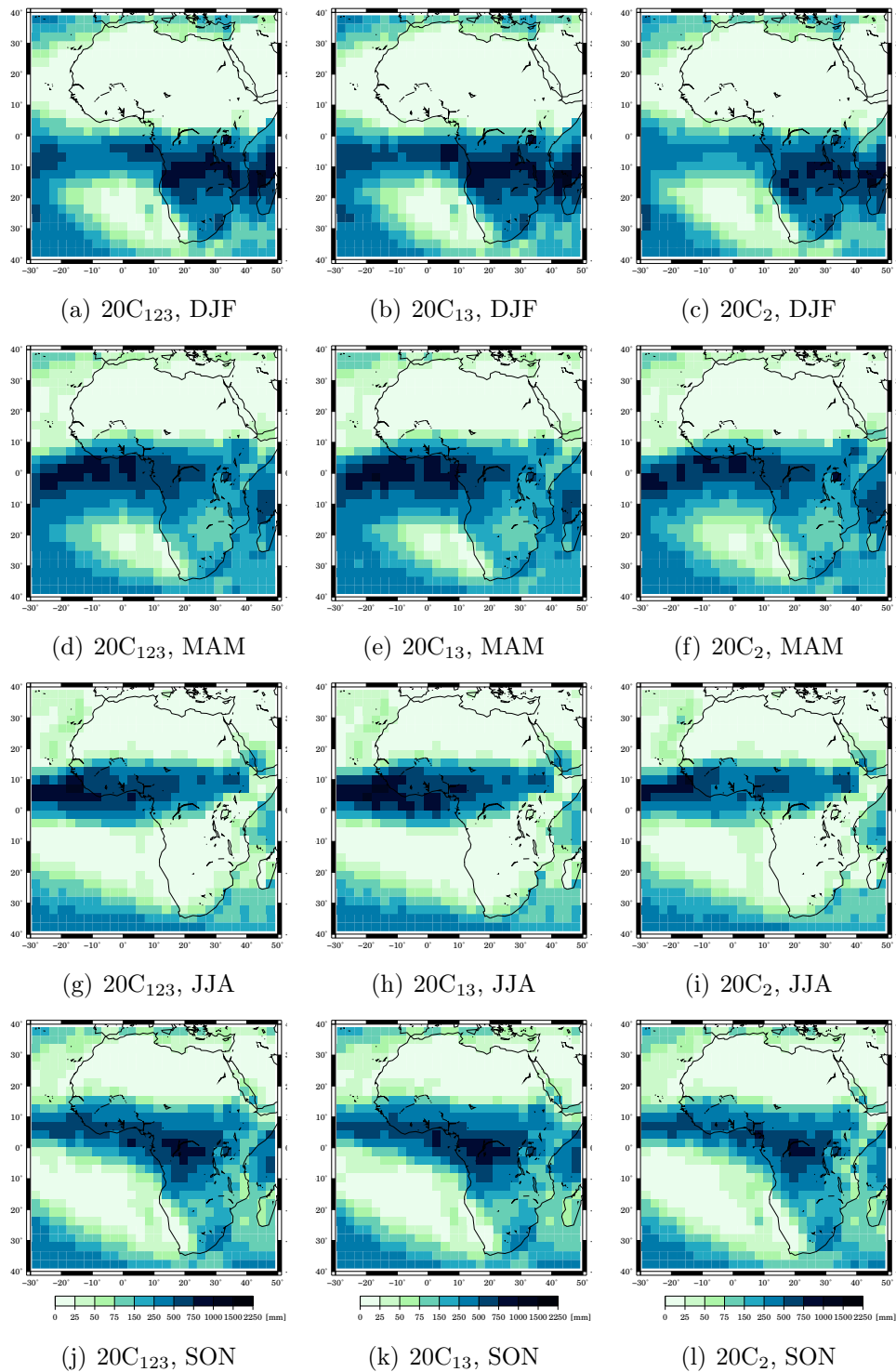


Abbildung 11: Ensemblemittel der Niederschlagssummen [mm] für das aktuelle Klima (1960/1999), getrennt nach den Ensemblemitteln (123 und 13) und der Integration 2 für alle Jahreszeiten.

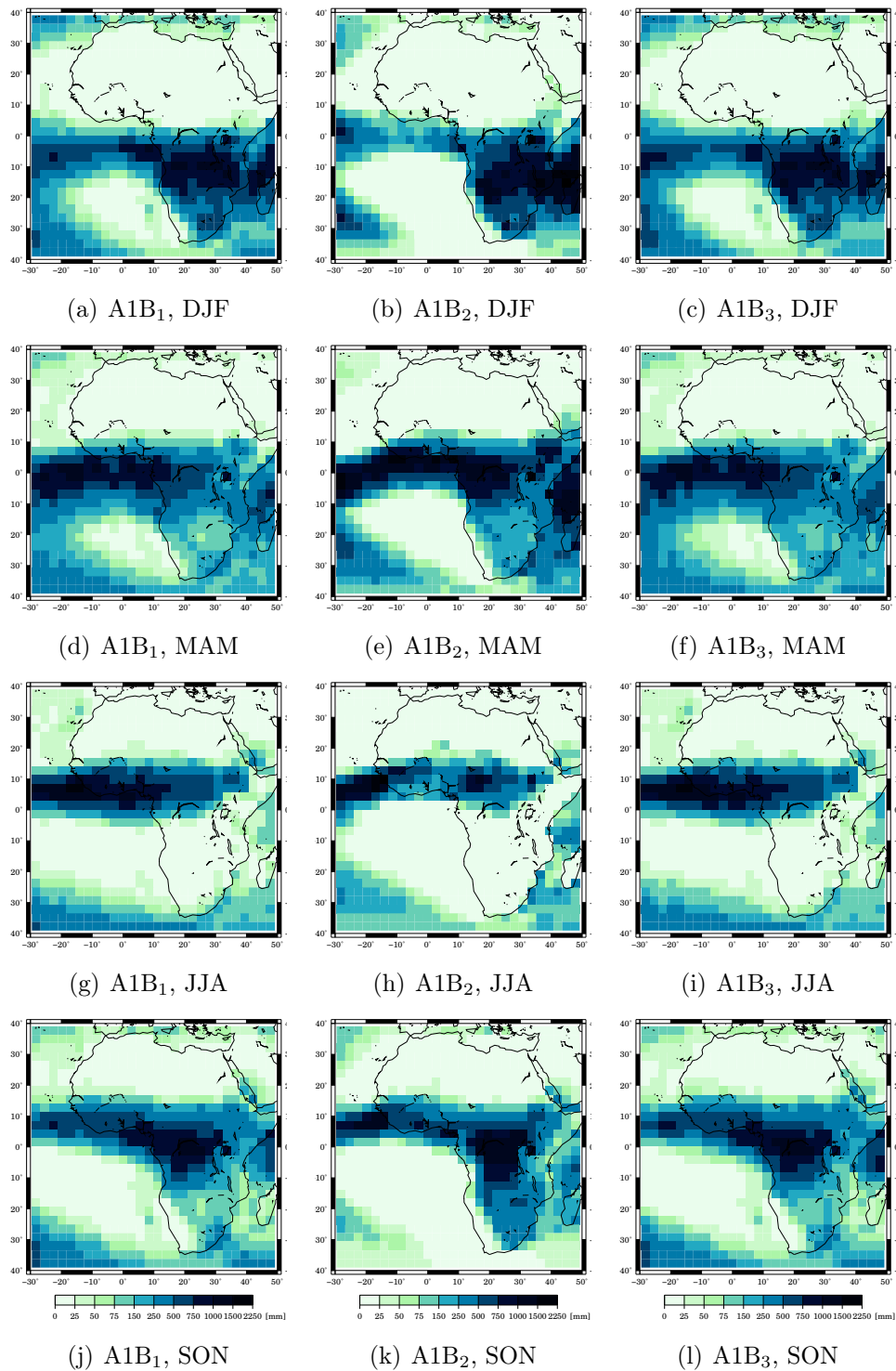


Abbildung 12: Niederschlagssummen [mm] für das zukünftige Klima (2060/2099), getrennt nach den einzelnen Integrationen und Jahreszeiten.

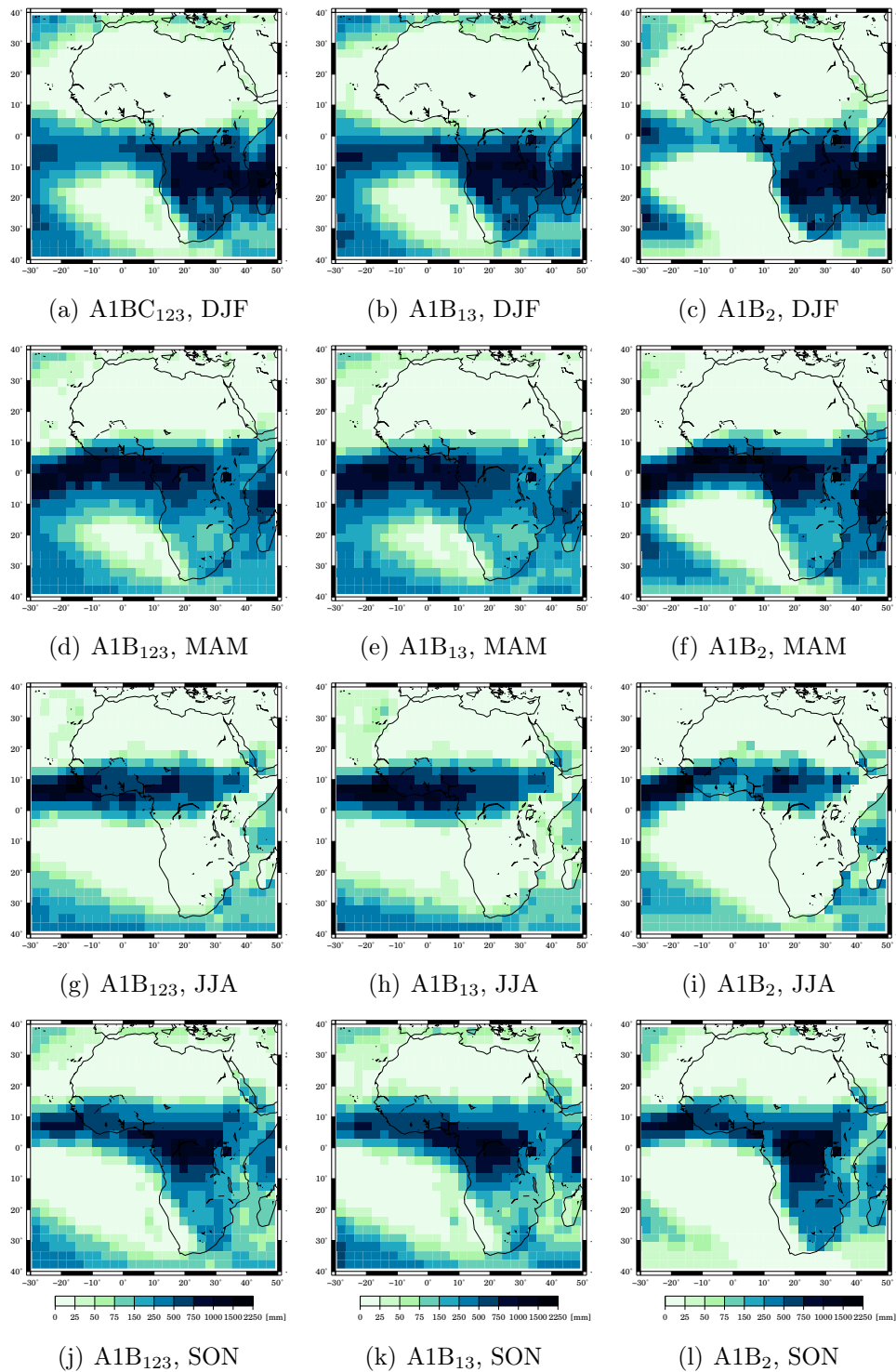


Abbildung 13: Ensemblemittel der Niederschlagssummen [mm] für das zukünftige Klima (2060/2099), getrennt nach den einzelnen Integrationen und Jahreszeiten.

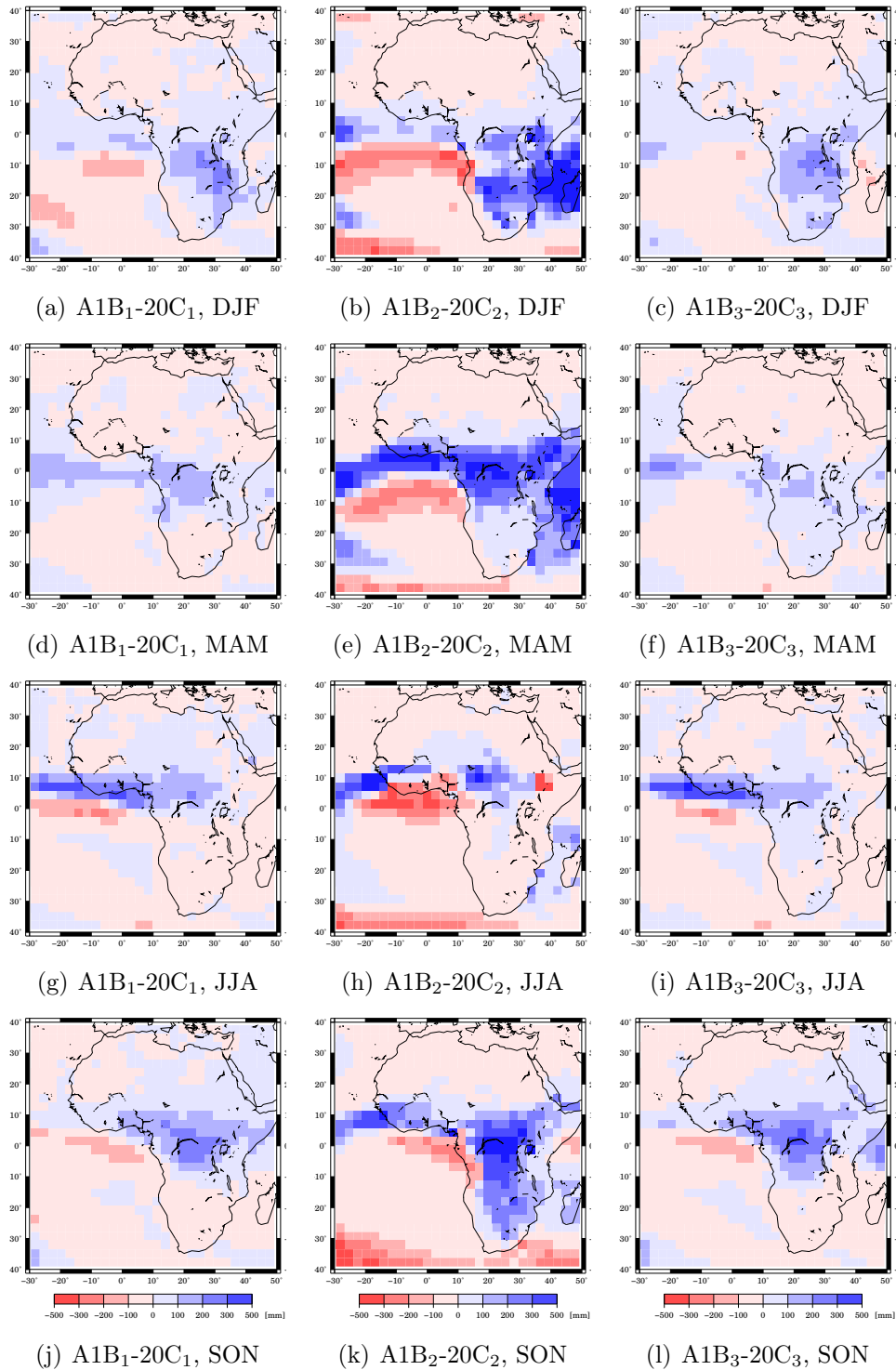


Abbildung 14: Niederschlagssummen [mm] für das zukünftige Klima (2060/2099), getrennt nach den einzelnen Integrationen und Jahreszeiten.

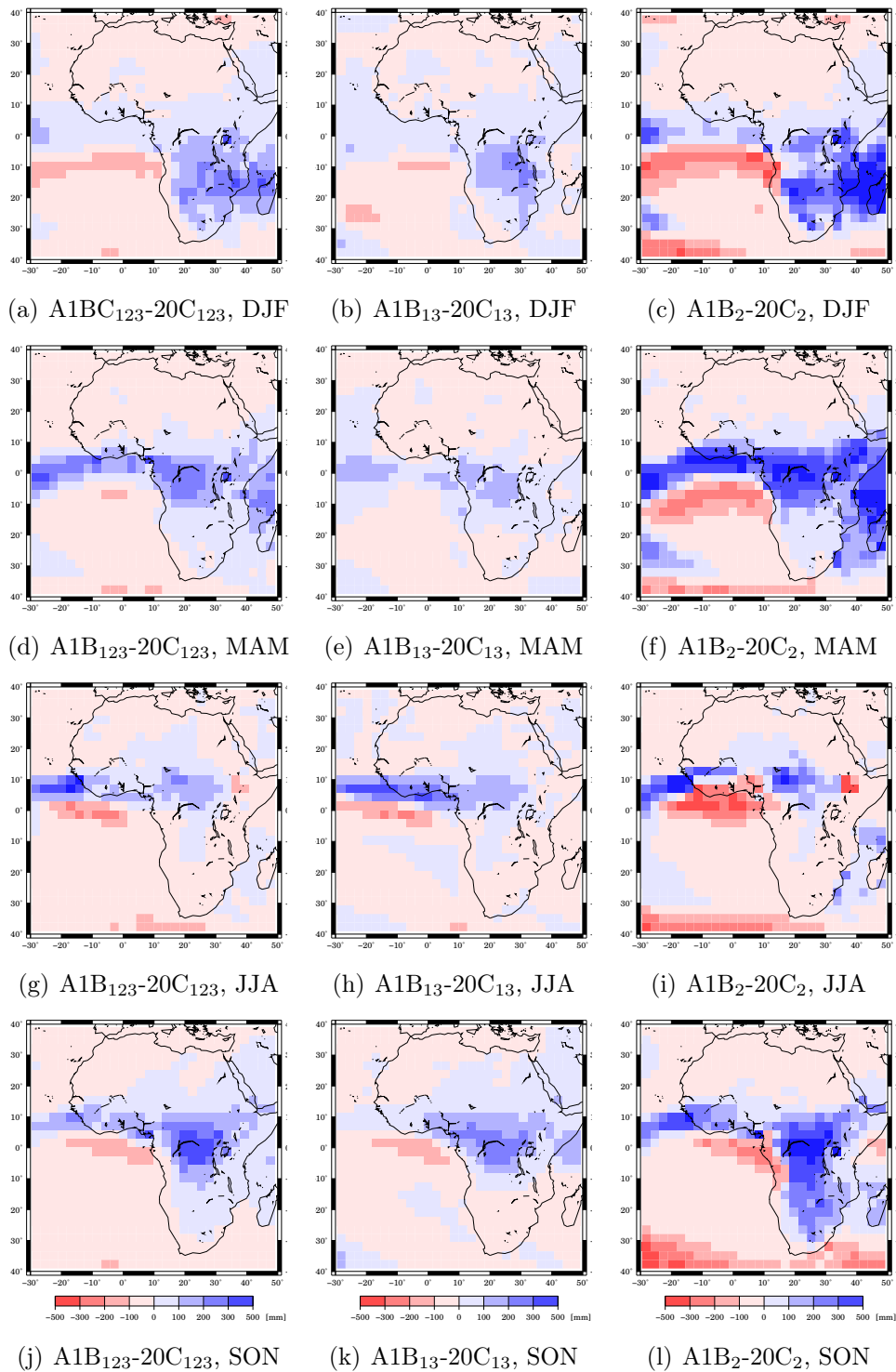


Abbildung 15: Niederschlagssummen [mm] für das zukünftige Klima (2060/2099), getrennt nach den einzelnen Integrationen und Jahreszeiten.

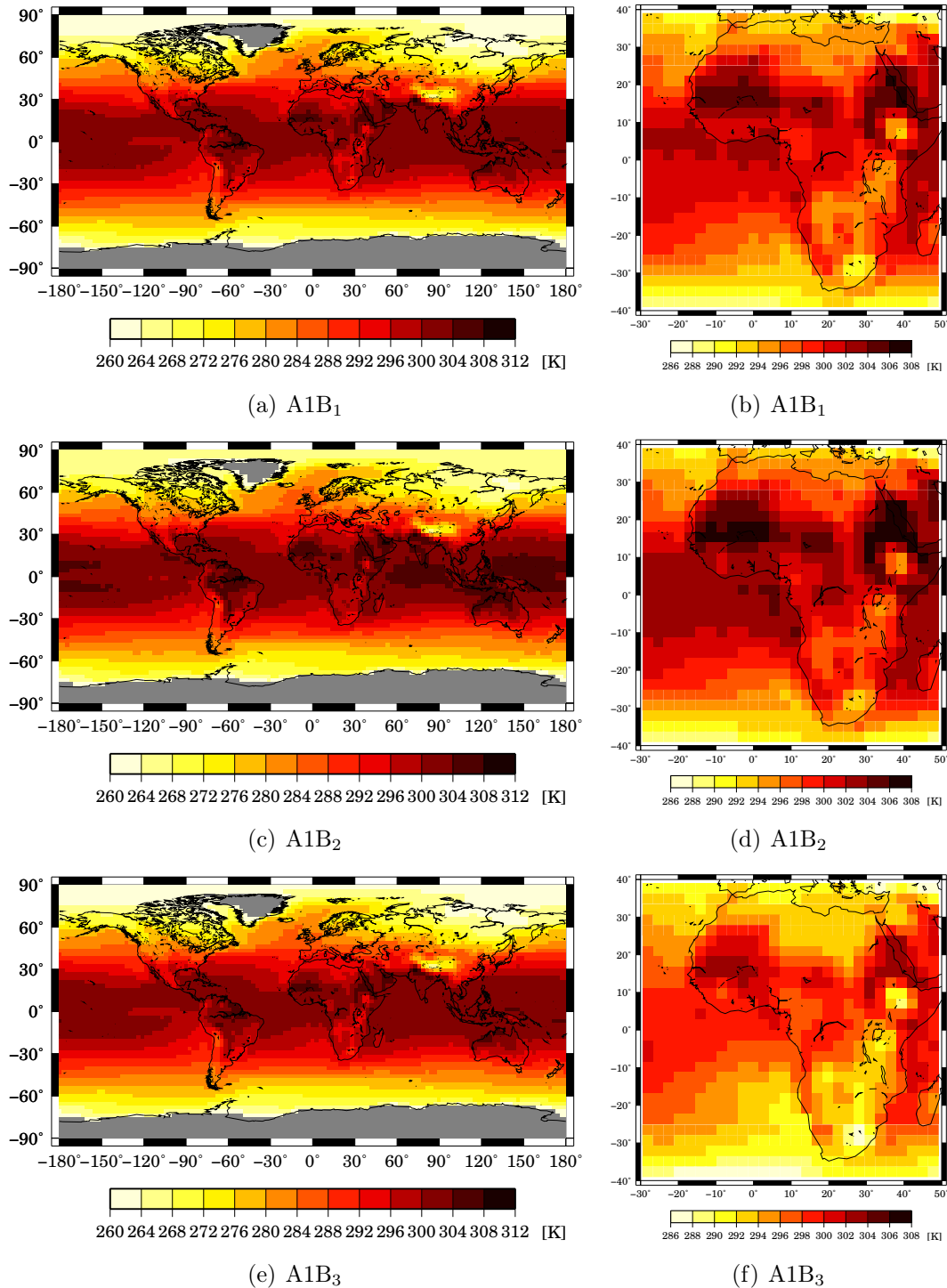


Abbildung 16: Mittlere (2080 bis 2099) globale (links) und regionale (rechts) Verteilung der 2 m Temperatur [K], getrennt nach den Ensembles der SRES Integration A1B. Je nach Kartenausschnitt unterscheiden sich die Farbskalen zur Verdeutlichung regionaler Unterschiede.

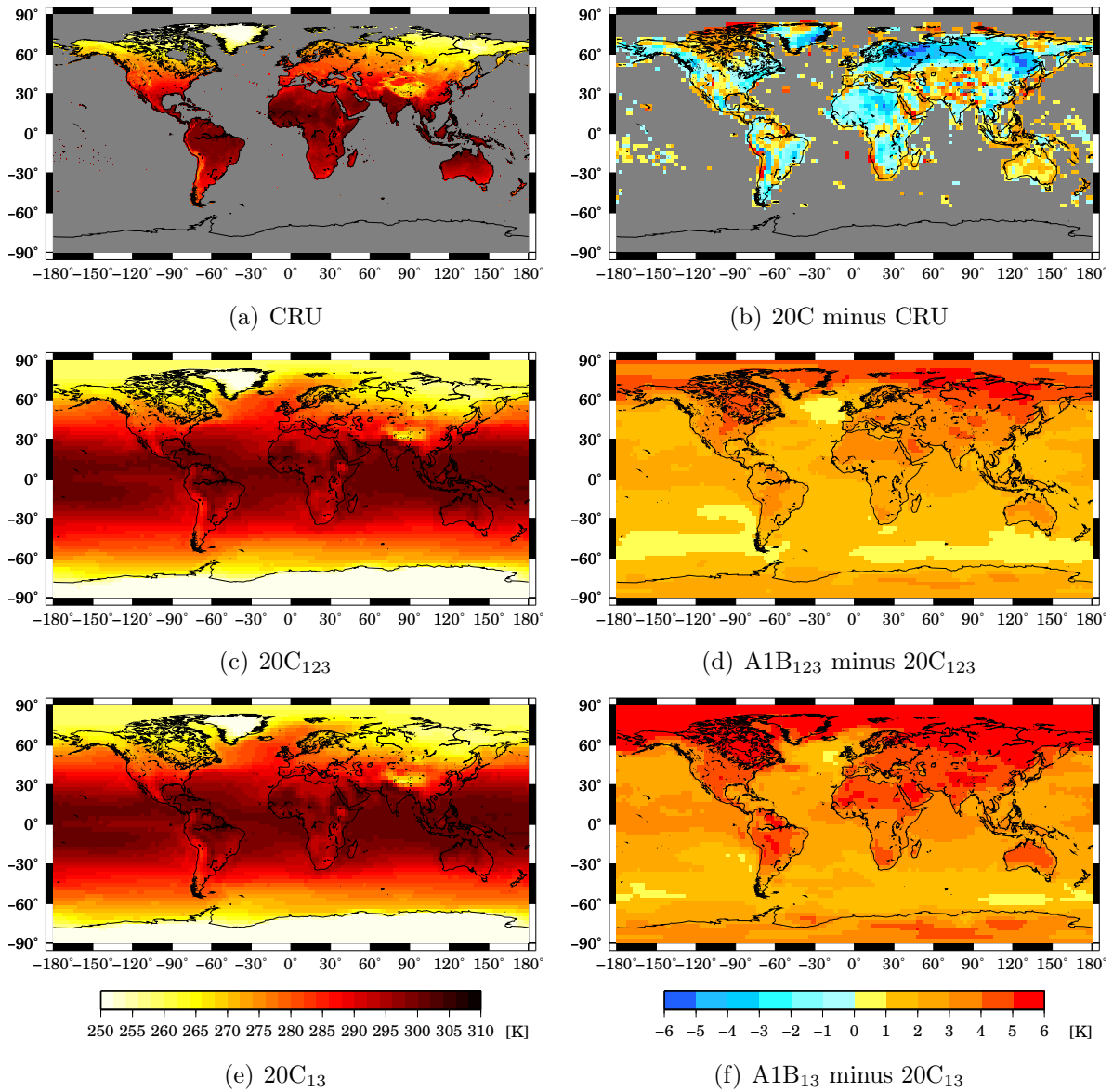


Abbildung 17: Globale 2 m - Temperaturverteilung [K] der Beobachtungen (CRU) und der Kontrollperiode für das aktuelle Klima (1980 bis 1999) und die projizierten Veränderungen [K] zum Ende des Szenarios A1B (2080 bis 2100) von ECHAM5 für die Ensemblemittel A1B₁₂₃ und A1B₁₃.

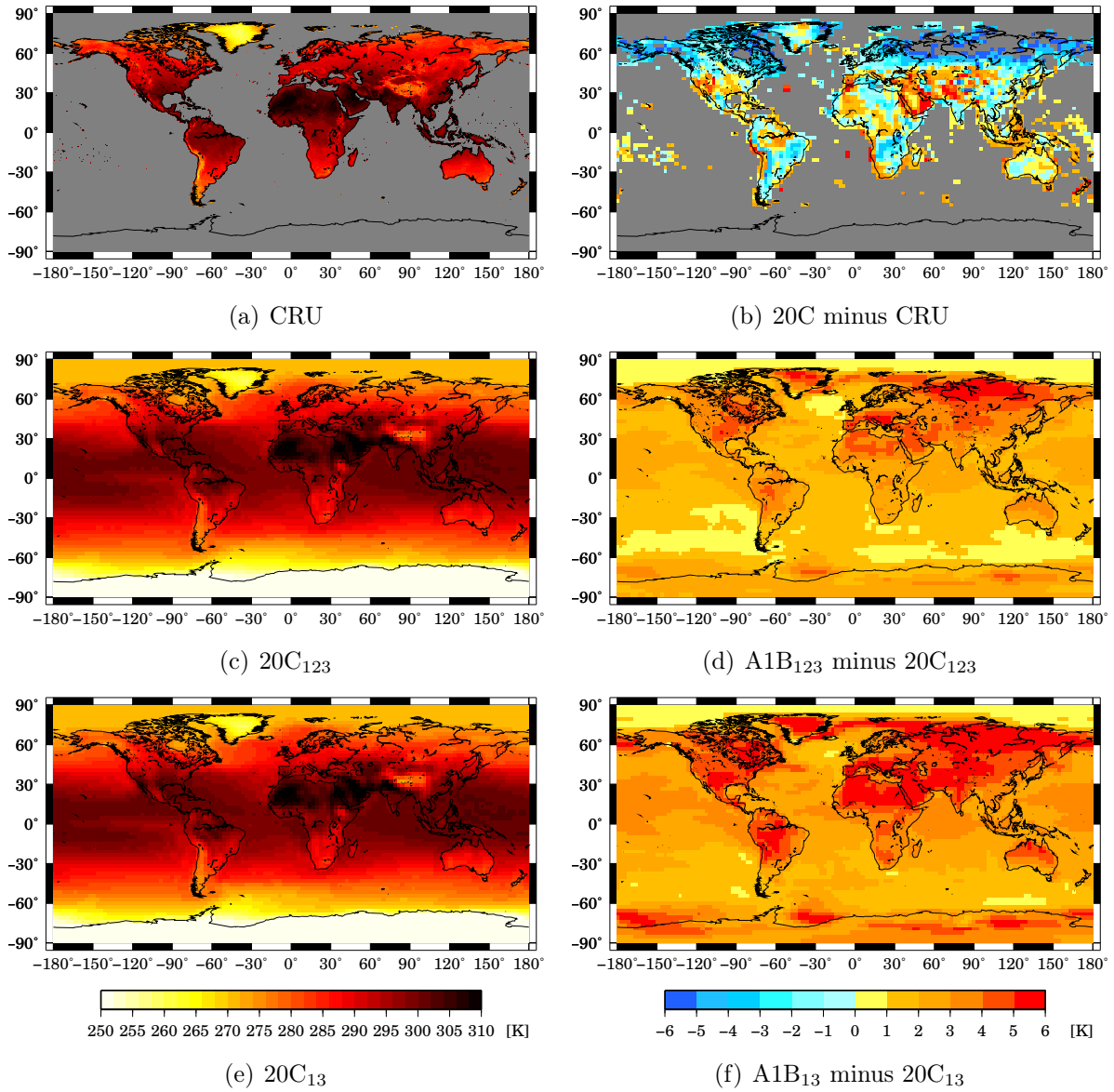


Abbildung 18: Wie Abb. 17, jedoch für Juni bis August.

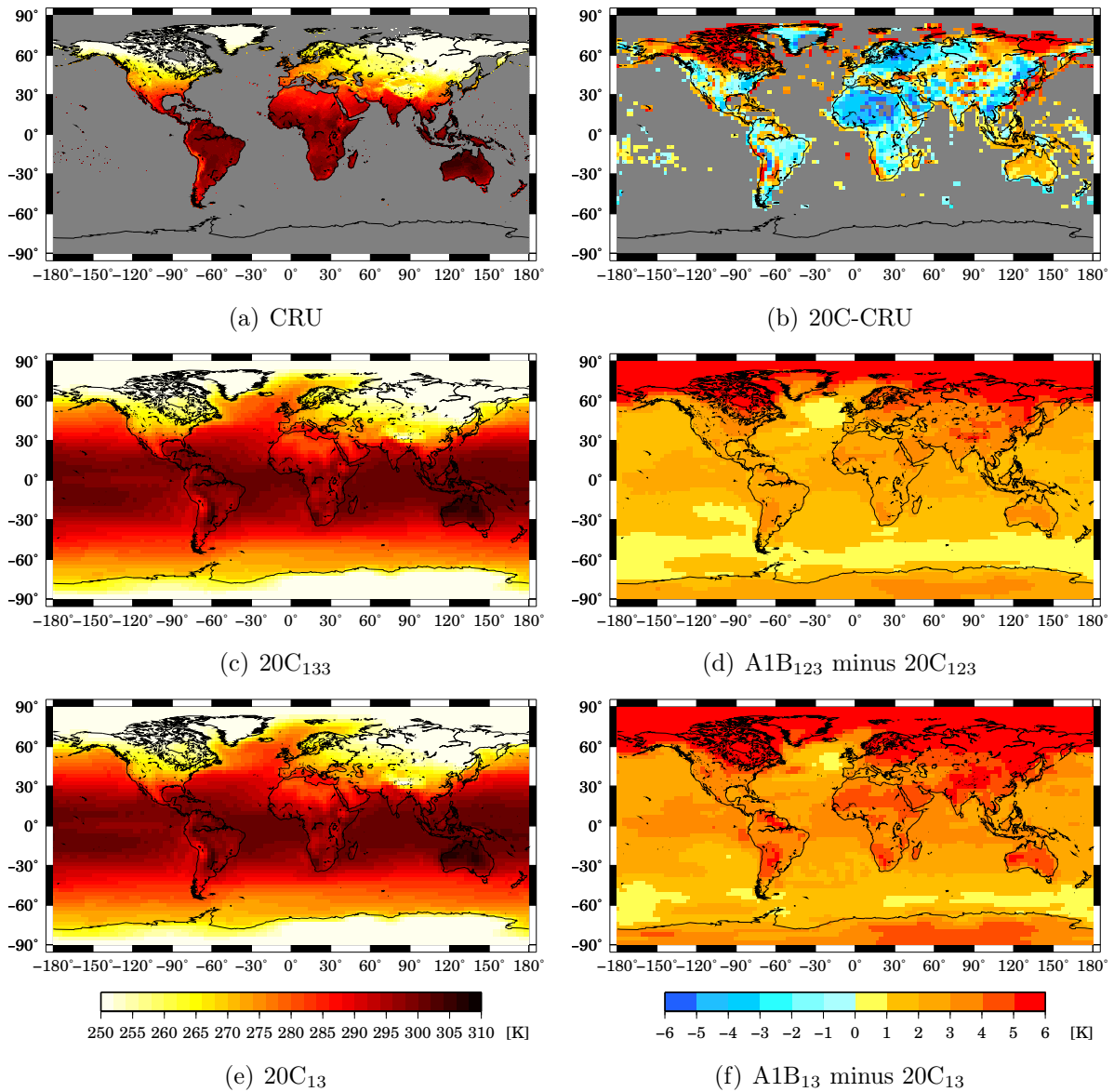
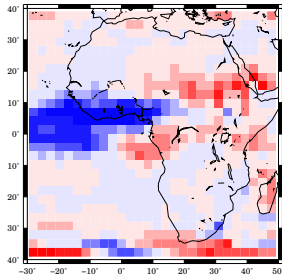
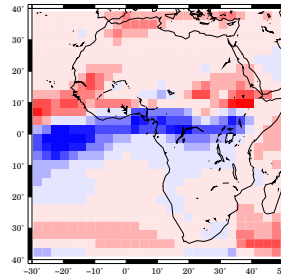


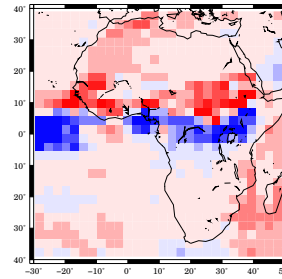
Abbildung 19: Wie Abb. 17, jedoch für Dezember bis Februar.



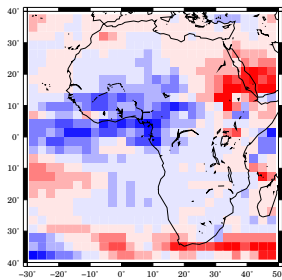
(a) bccr bcm2 0



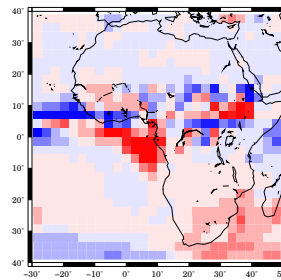
(b) ccma cgcm3 1



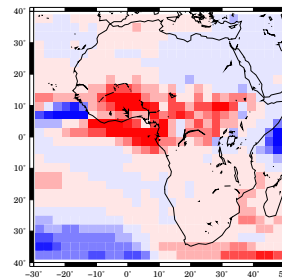
(c) ccma cgcm3 1 t63



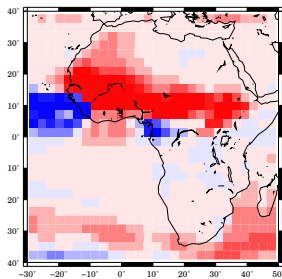
(d) cnrm cm3



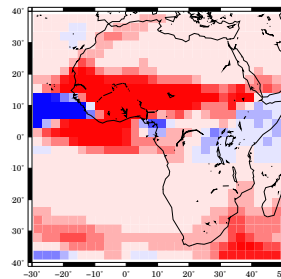
(e) csiro mk3 0



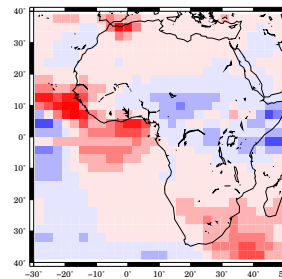
(f) csiro mk3 5



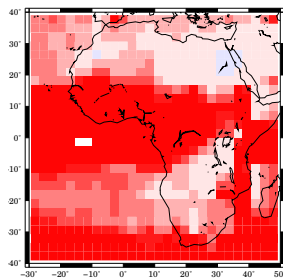
(g) gfdl cm2 0



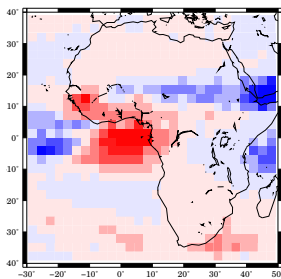
(h) gfdl cm2 1



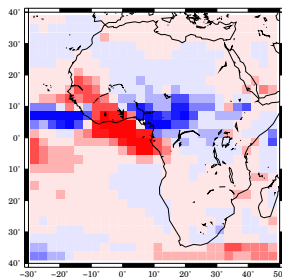
(i) giss aom



(j) giss model e r



(k) iap fgoals1 0 g



(l) ingv echam4

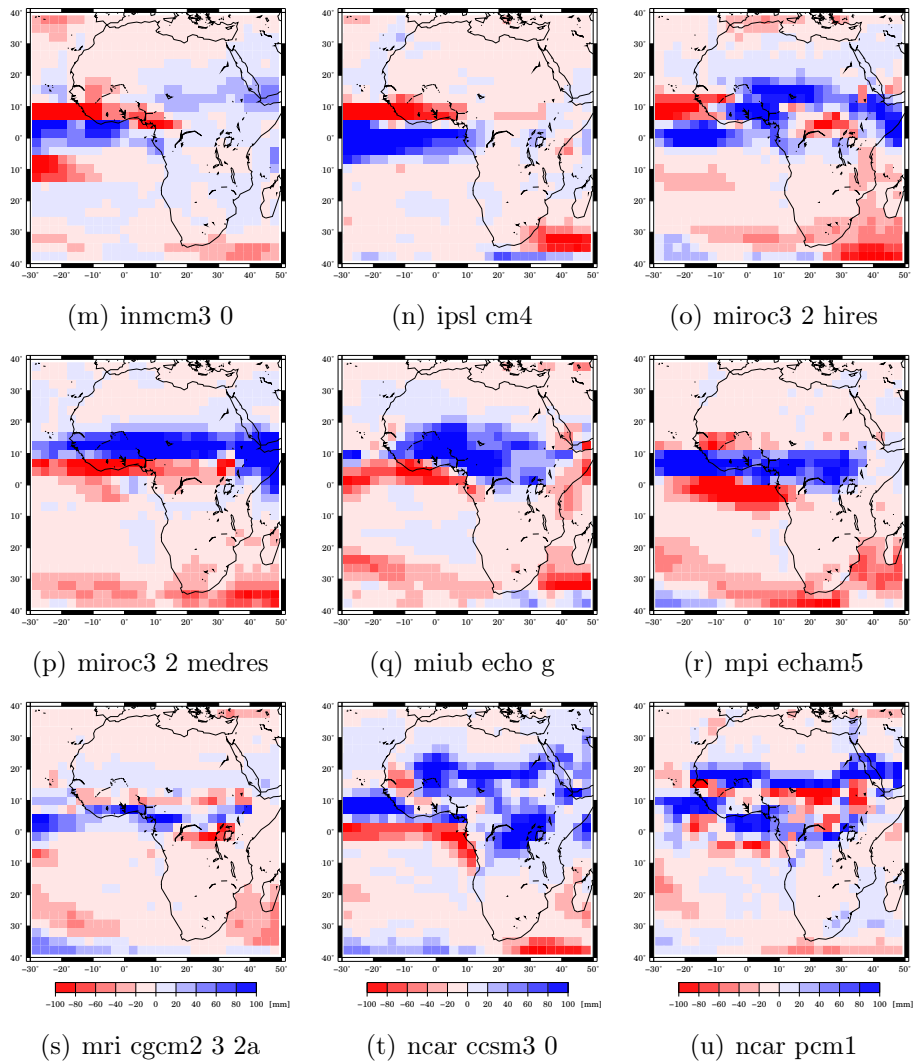


Abbildung 20: Klimasignal (2081-2100 minus 1961-2000) des Juni bis August Niederschlags [mm] der einzelnen IPCC-4AR Klimaintegrationen (Ensemblemittel pro Modell) zur Einschätzung der Robustheit des Klimasignals auf Basis des MMD. Zur Bezeichnung der Abbildungen und somit zur Zuordnung der Modelle sei der interessierte Leser auf die Beschreibung und Verweise innerhalb von Meehl et al. (2007) verwiesen.

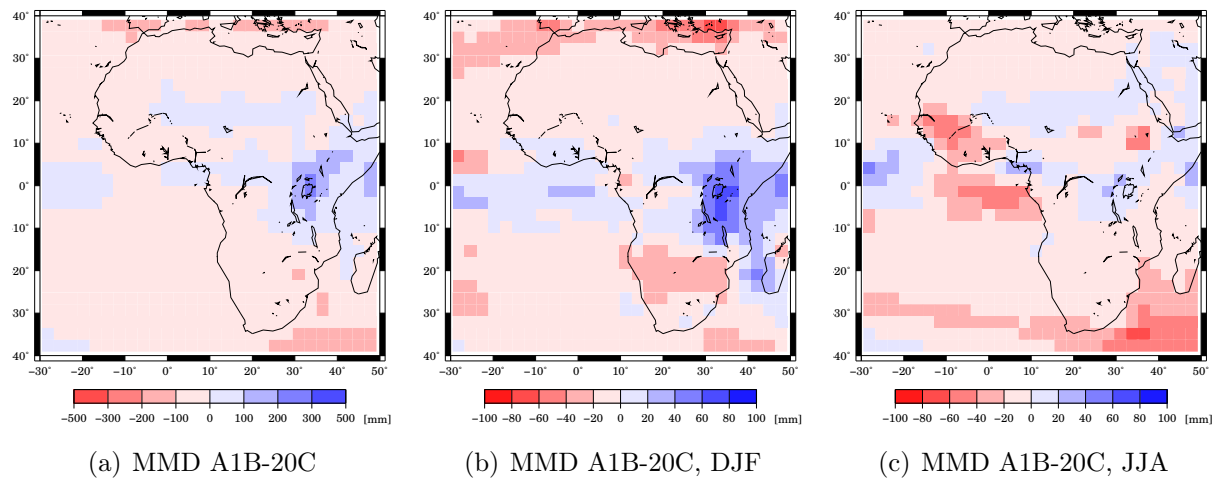


Abbildung 21: MMD-Klimasignal (2081-2100 minus 1961-2000) des Niederschlags [mm] berechnet aus allen IPCC-4AR Klimaintegrationen, getrennt für das ganze Kalenderjahr und die Jahreszeiten Dezember bis Februar sowie Juni bis August.

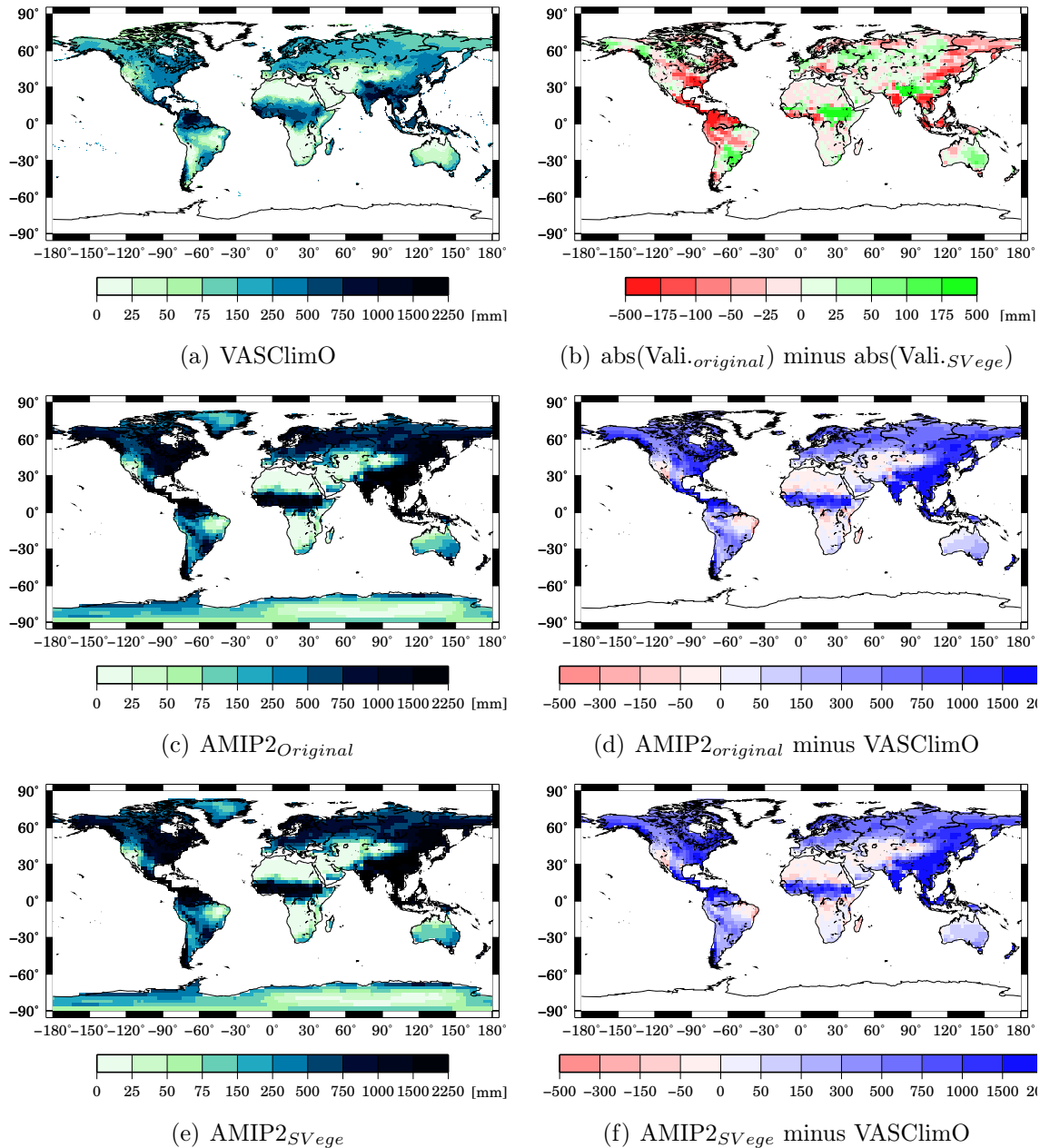


Abbildung 22: Globale Verteilung der klimatologischen Niederschlagsmenge (in mm, 1960 bis 1999; links) der Beobachtungen (oben) und der AMIP2-Simulationen (AMIP2_{Original} Mitte; AMIP2_{SVEge} unten) sowie deren Validierung (rechts) und die Differenzen der absoluten Modellabweichungen zur Einschätzung der Verbesserungen durch die Verwendung von SVEge basierend auf nur einem Ensemblemitglied für die Monate Juni bis August.

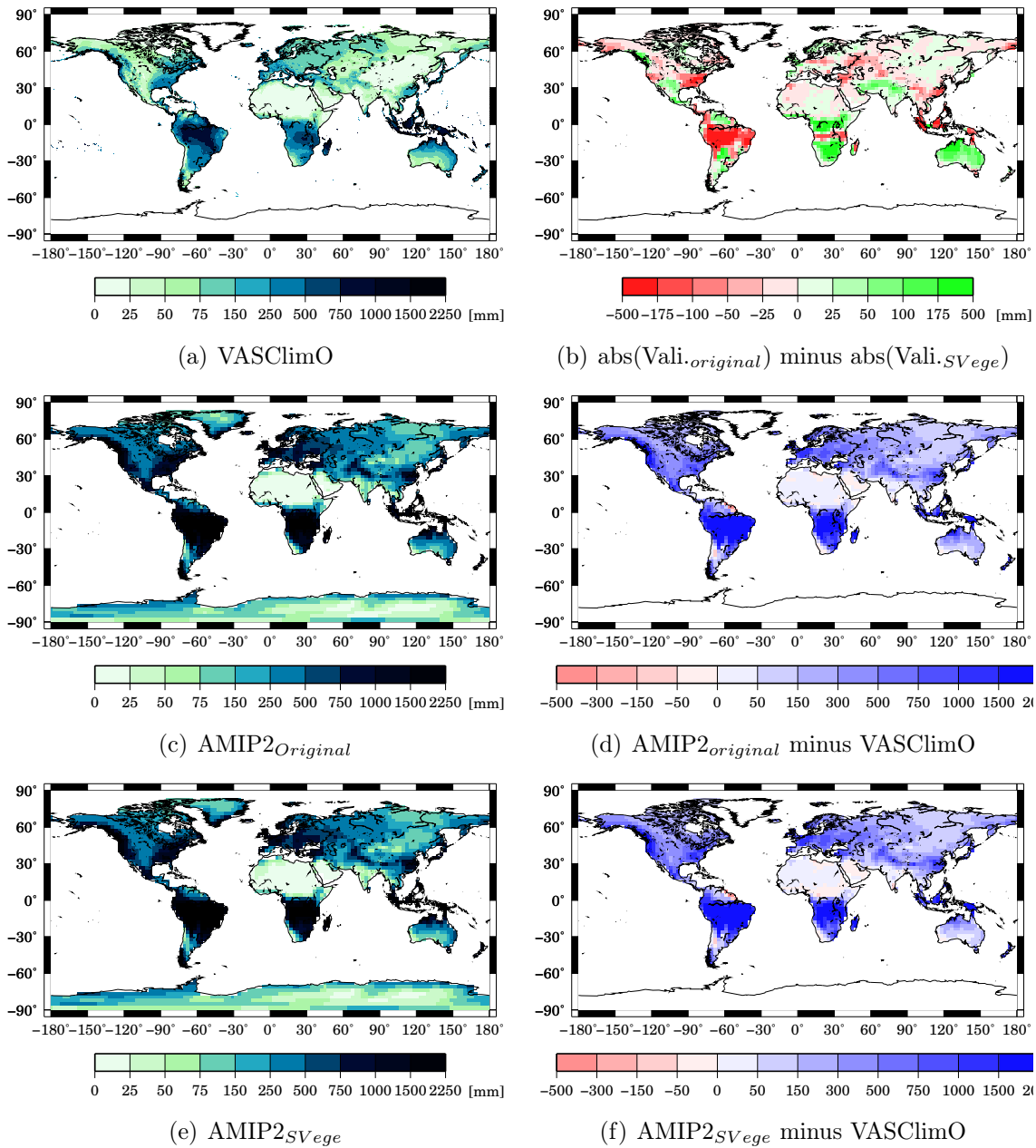


Abbildung 23: Wie Abb. 22, jedoch für Dezember bis Februar.

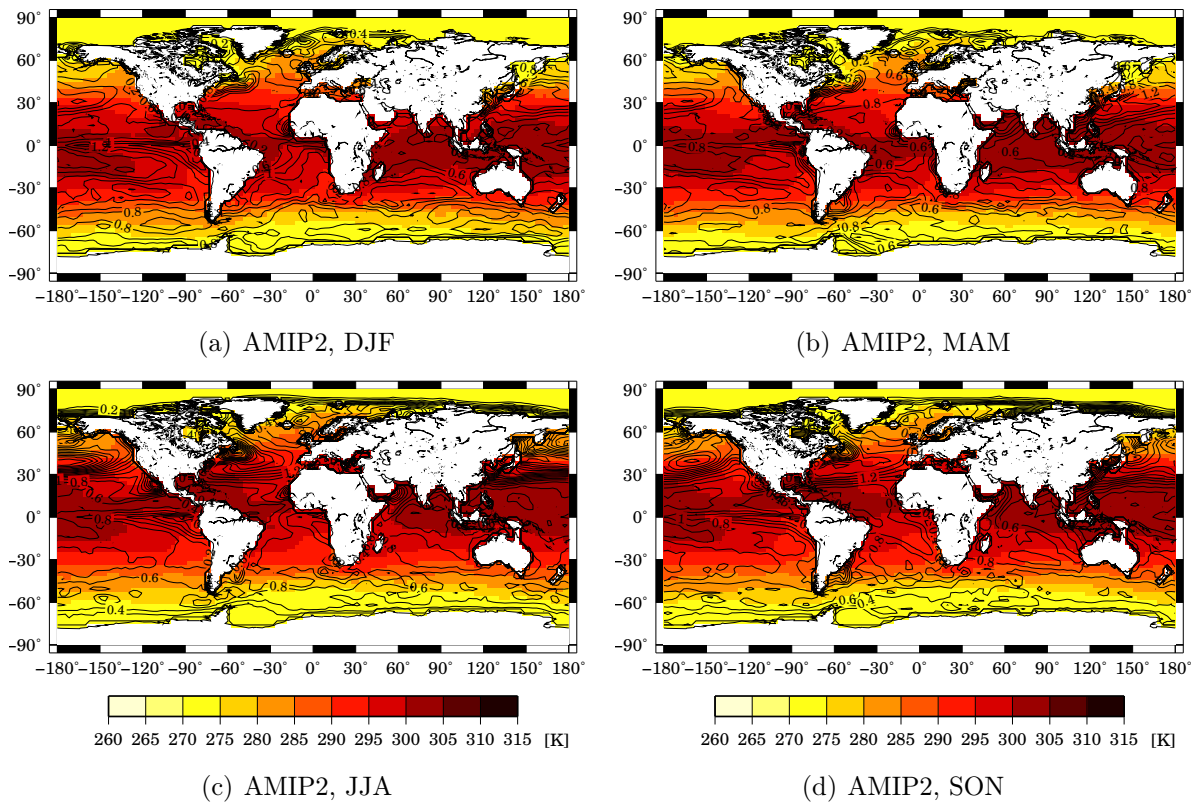


Abbildung 24: Mittlere Verteilung der beobachteten (1960 bis 1999) SST (schattiert) und ihrer Standardabweichung (liniert) im Rahmen der AMIP2-Simulationen in Ergänzung zu Abb. 8.1.

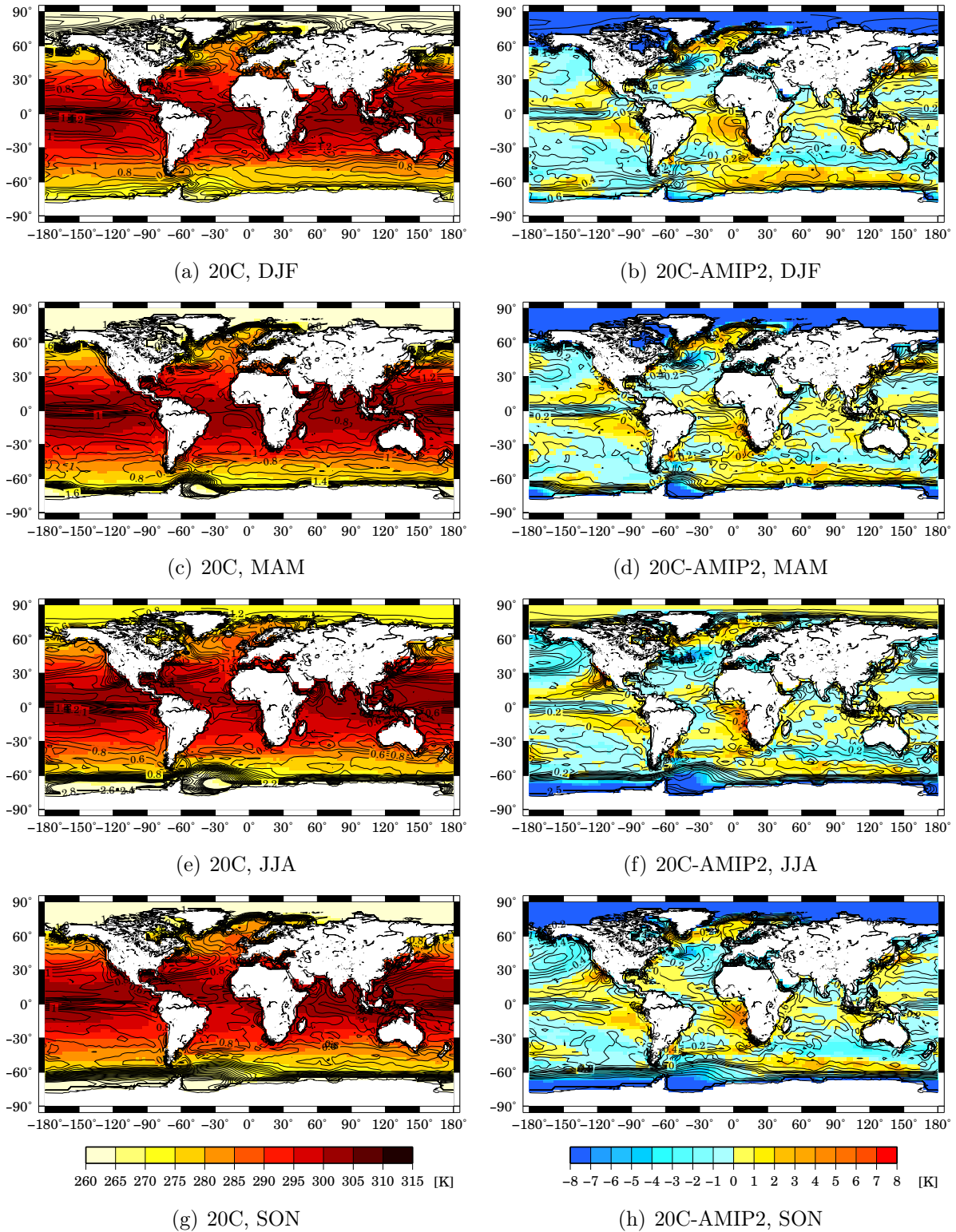


Abbildung 25: Mittlere Verteilung (schattiert) und die Standardabweichung (liniert) der simulierten SST für das aktuelle (1960 bis 1999) Klima und dessen Abweichung zur AMIP2-SST (siehe Abb. 24) in Ergänzung zu Abb. 8.1.

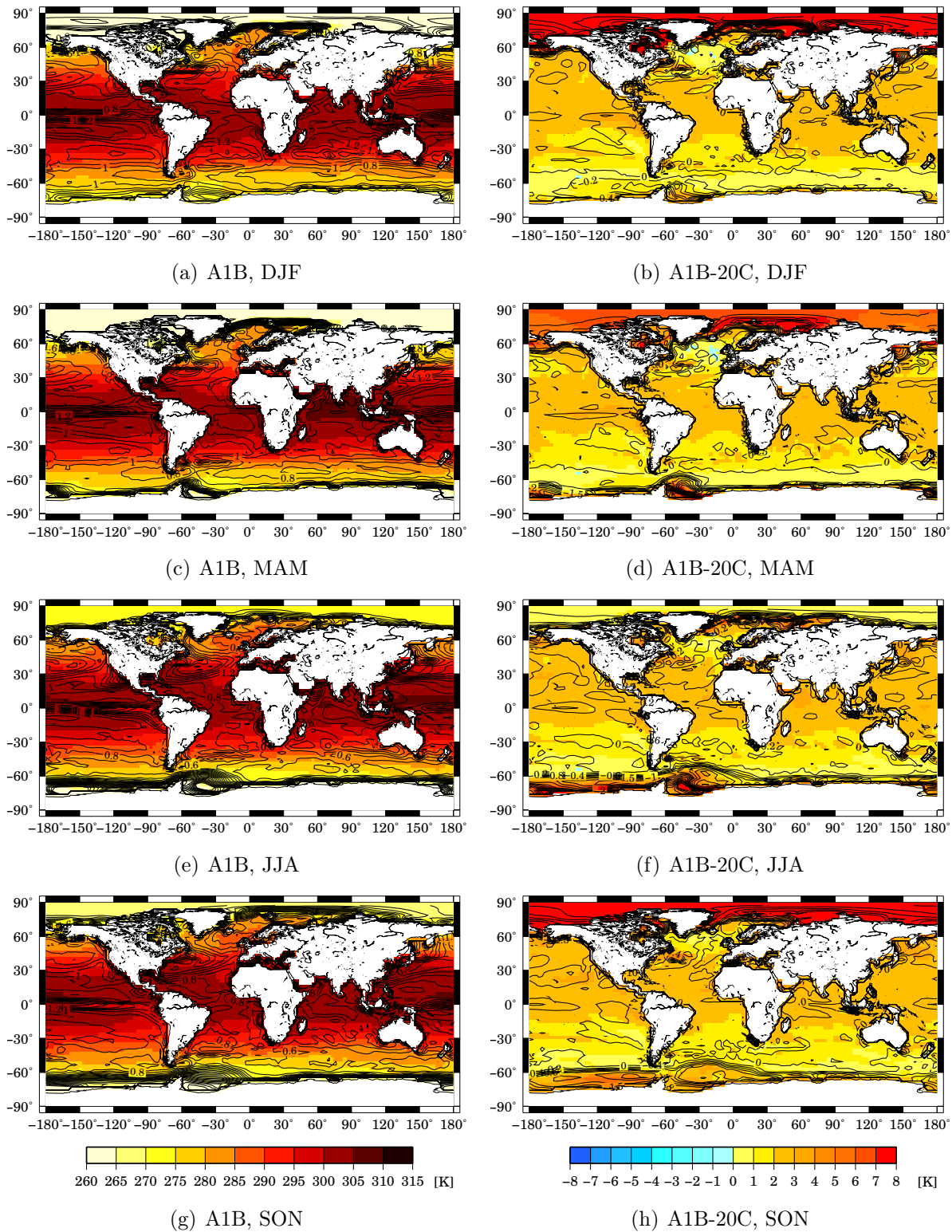


Abbildung 26: Mittlere Verteilung der projizierten (2060 bis 2099) SST (schattiert) und ihrer Standardabweichung (liniert) für das Szenario A1B und das zugehörige Klimasignal zur Kontrollperiode 20C (1960 bis 1999) in Ergänzung zu Abb. 8.5.

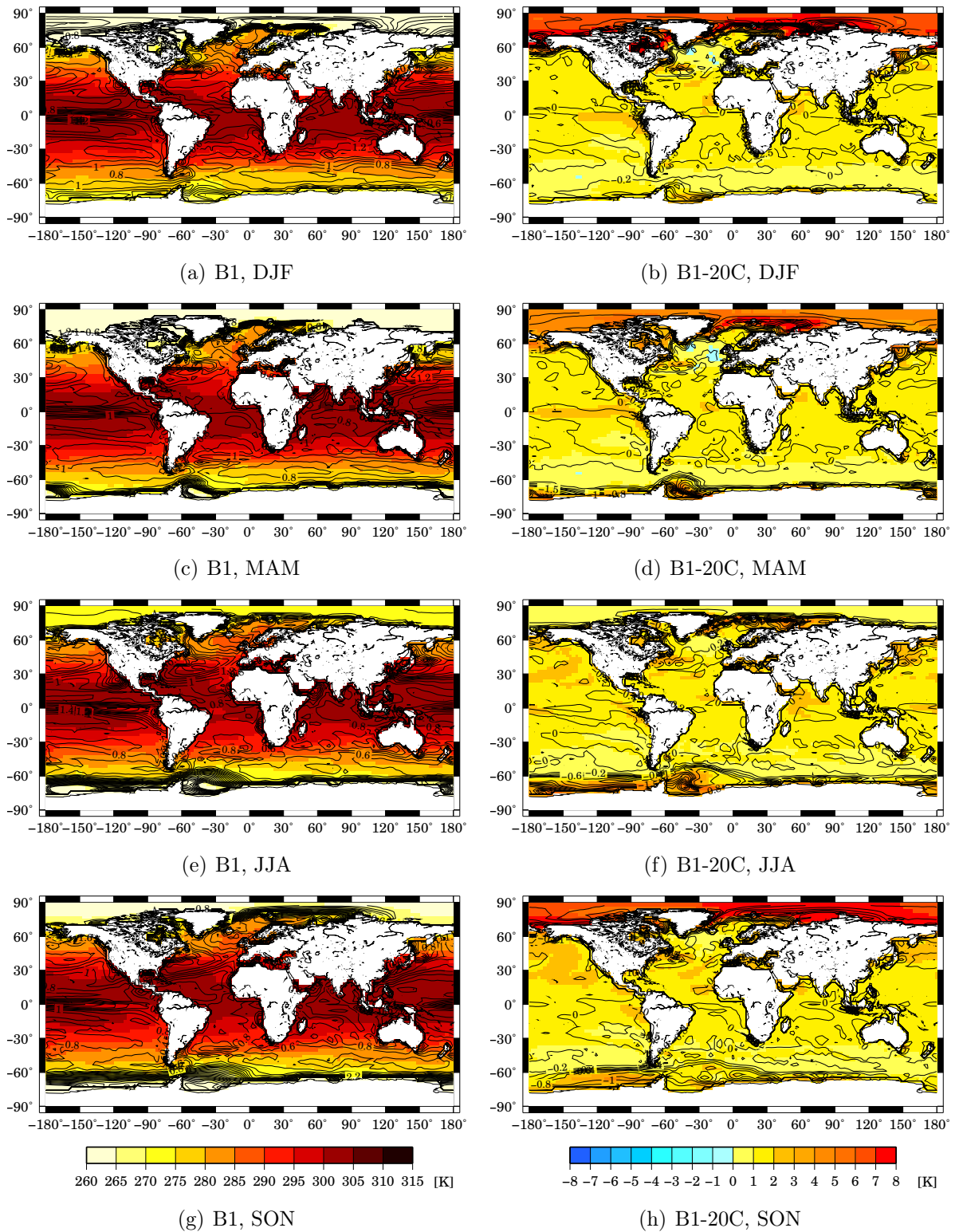


Abbildung 27: Mittlere Verteilung der projizierten (2060 bis 2099) SST (schattiert) und ihrer Standardabweichung (liniert) für das Szenario B1 und das zugehörige Klimasignal zur Kontrollperiode 20C (1960 bis 1999) in Ergänzung zu Abb. 8.5.

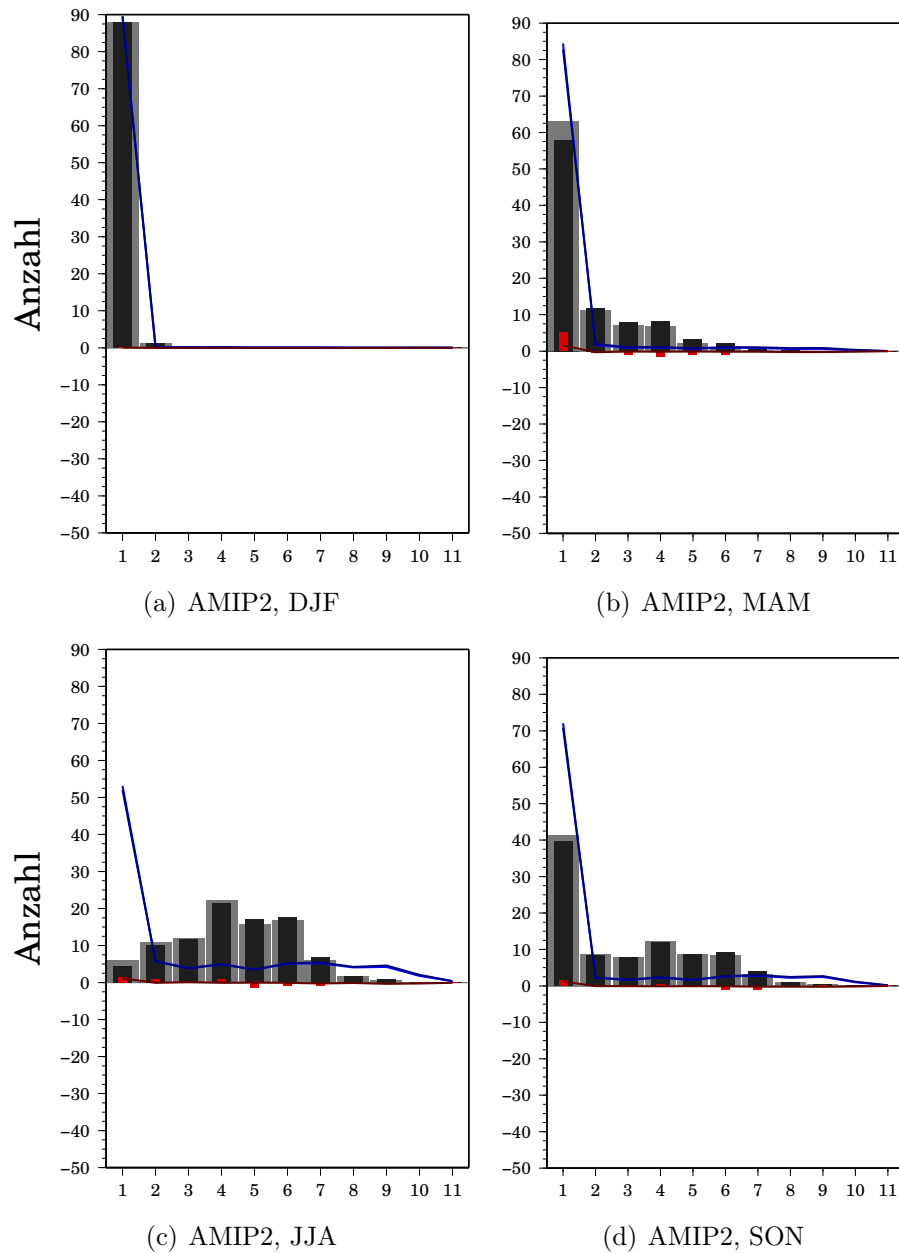


Abbildung 28: Klimatologische (1960-1999), jahreszeitliche Häufigkeitsverteilung täglicher Niederschlagsintensitäten auf ein nicht lineares Intensitätsklassensystem für den Zentral Sahel. Dargestellt ist die Verteilung für die Niederschlagsintensität des täglichen Flächenmittels (Säulen) und die mittlere Anzahl pro Gitterbox (Linie) für die Version mit Vegetationsmodell (helle Säulen, helle Linie) und die Standardversion (dunkle Säule, dunkle Linie) sowie deren Differenz (SVege-Original).

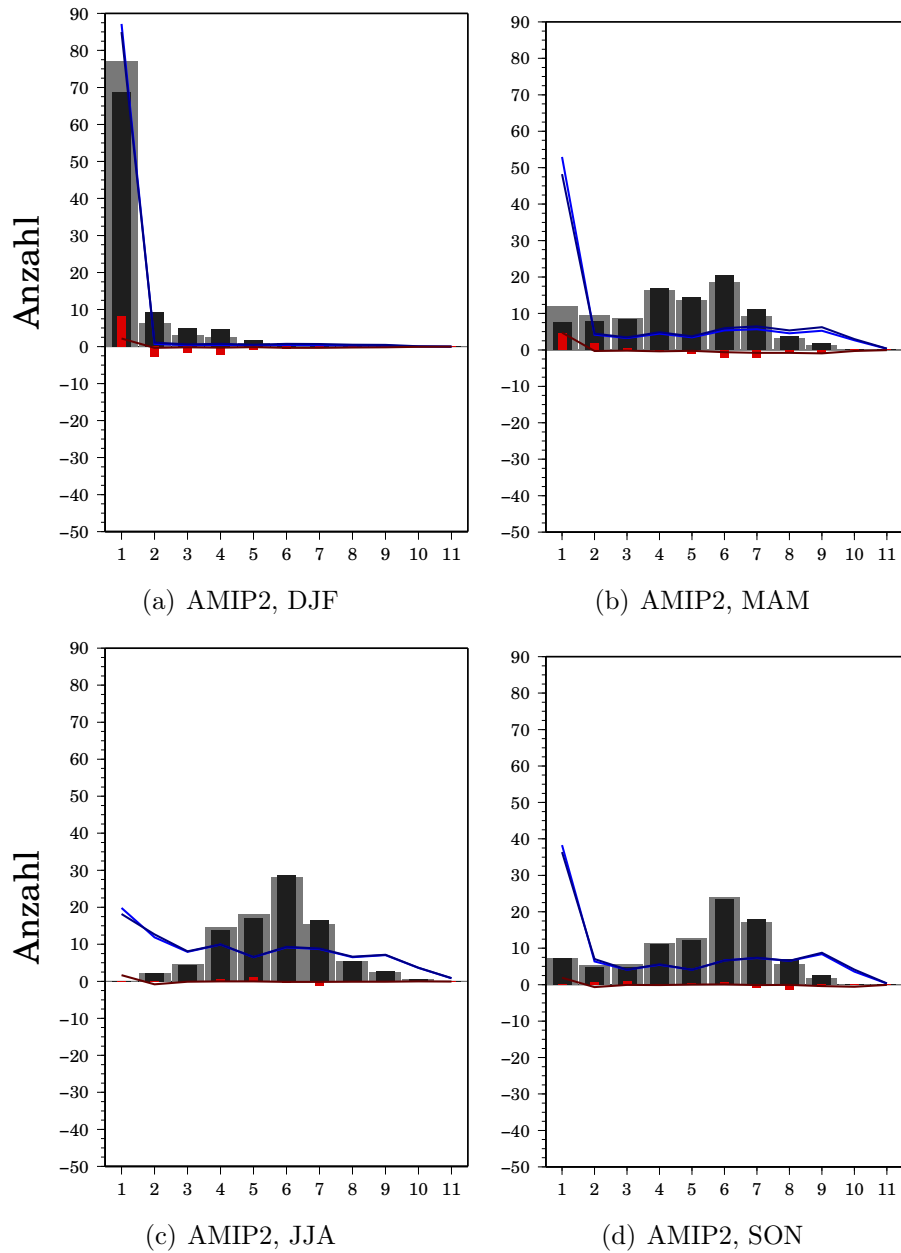


Abbildung 29: Wie Abb. 28, jedoch für die Guinea Küste.

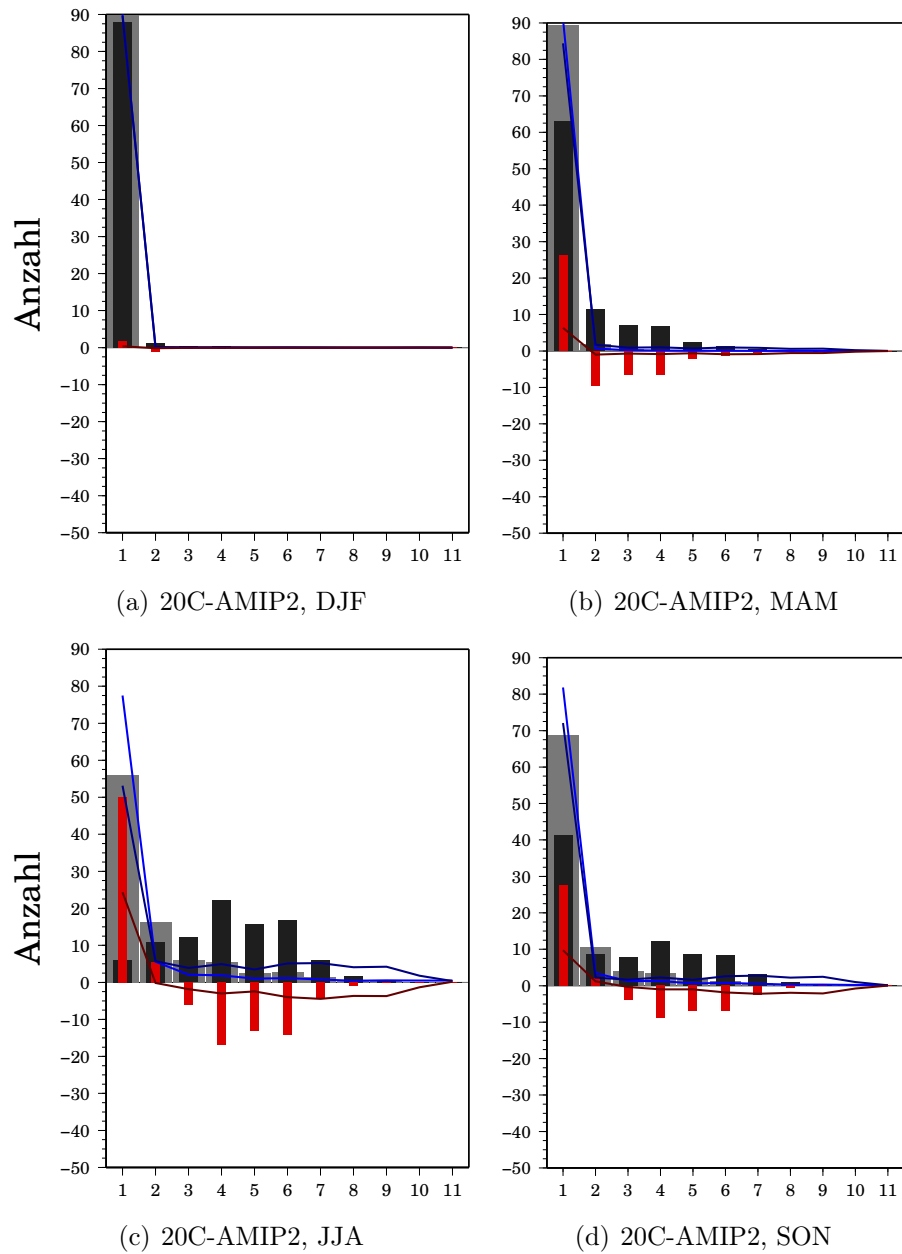


Abbildung 30: Wie Abb. 28, jedoch als Validierung zwischen der Kontrollperiode (helle Säulen) und den AMIP2 Läufen (dunkle Säulen) für den Zentral Sahel.

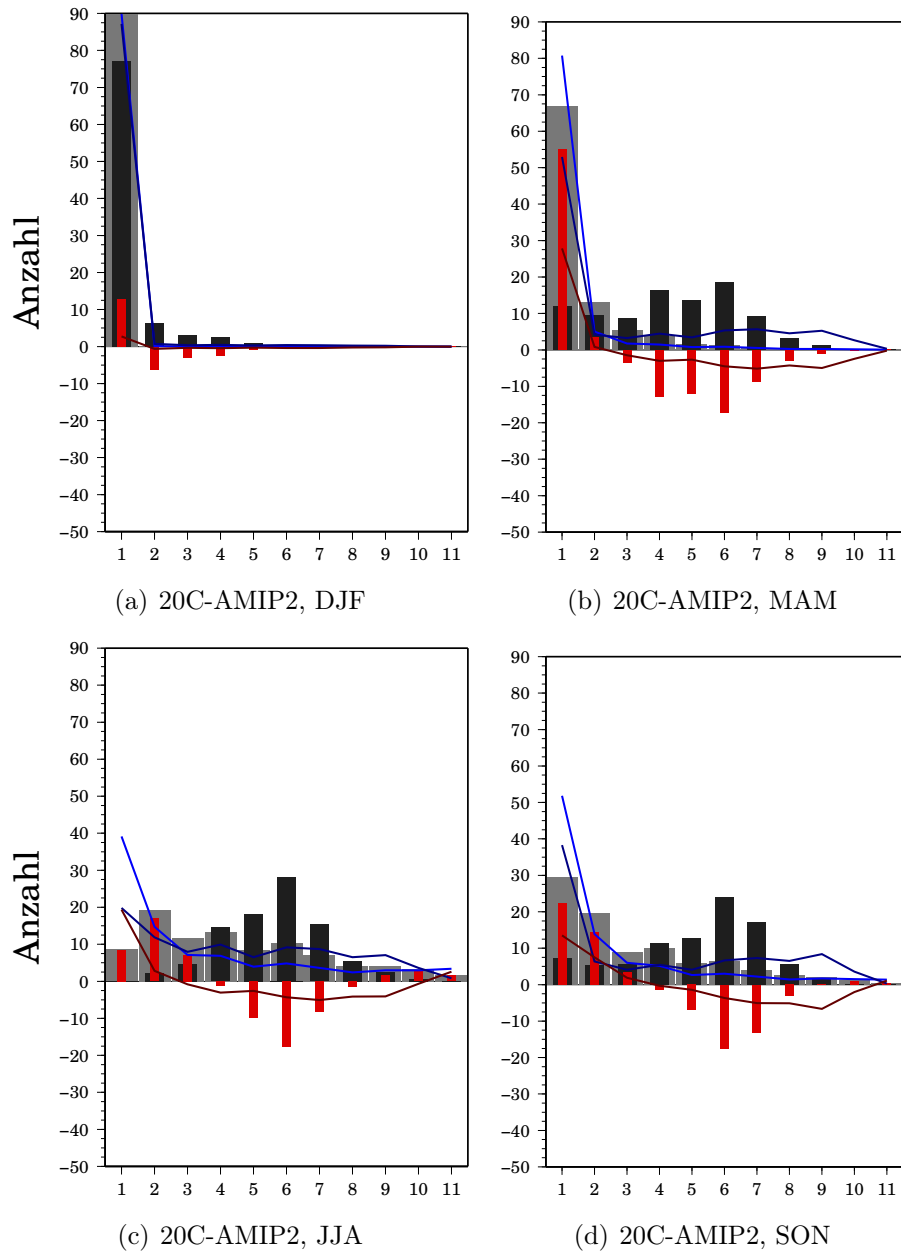


Abbildung 31: Wie Abb. 30, jedoch für die Guinea Küste.

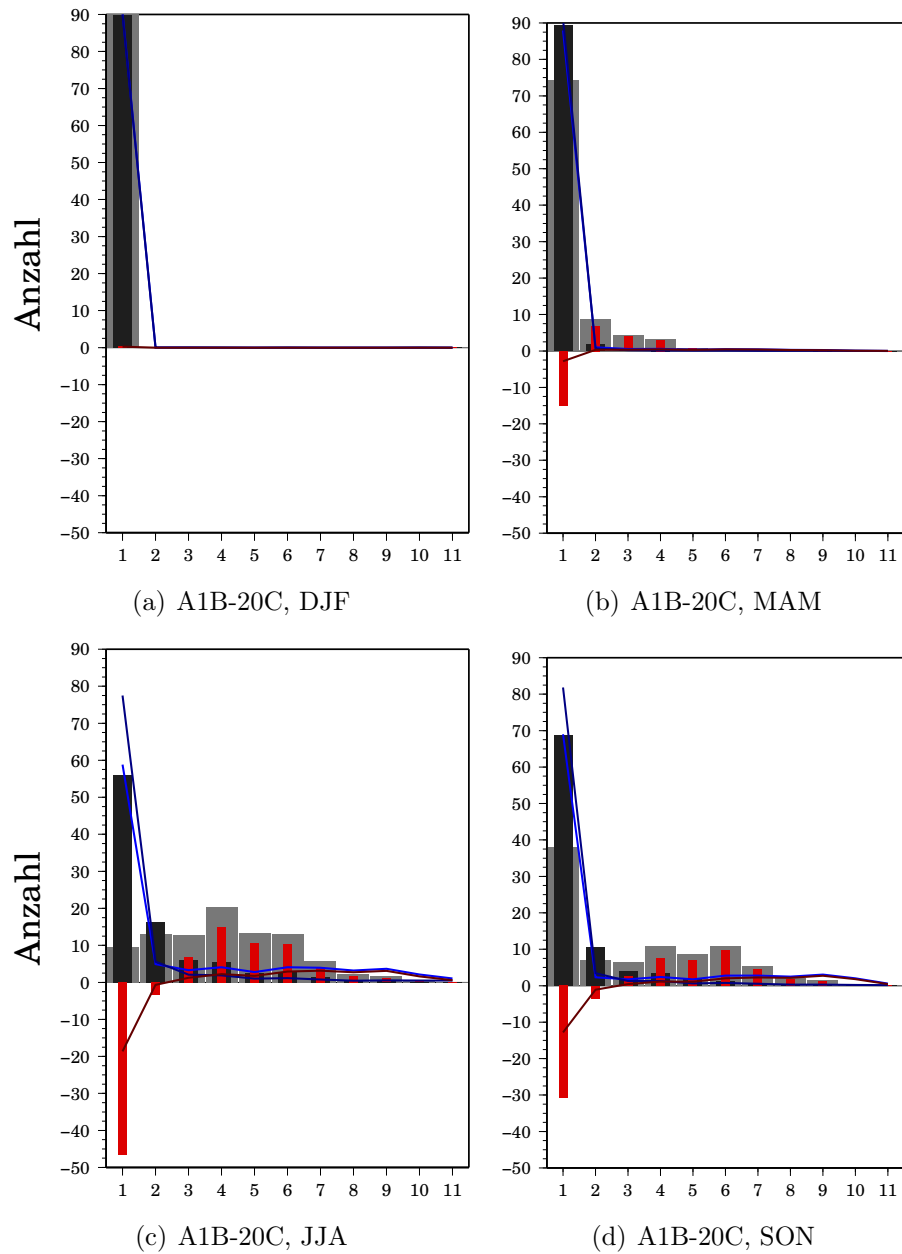


Abbildung 32: Wie Abb. 28, jedoch als Klimasignal (A1B-20C) zwischen dem zukünftigen Klima (helle Säulen) und der Kontrollperiode (dunkle Säulen) für den Zentral Sahel.

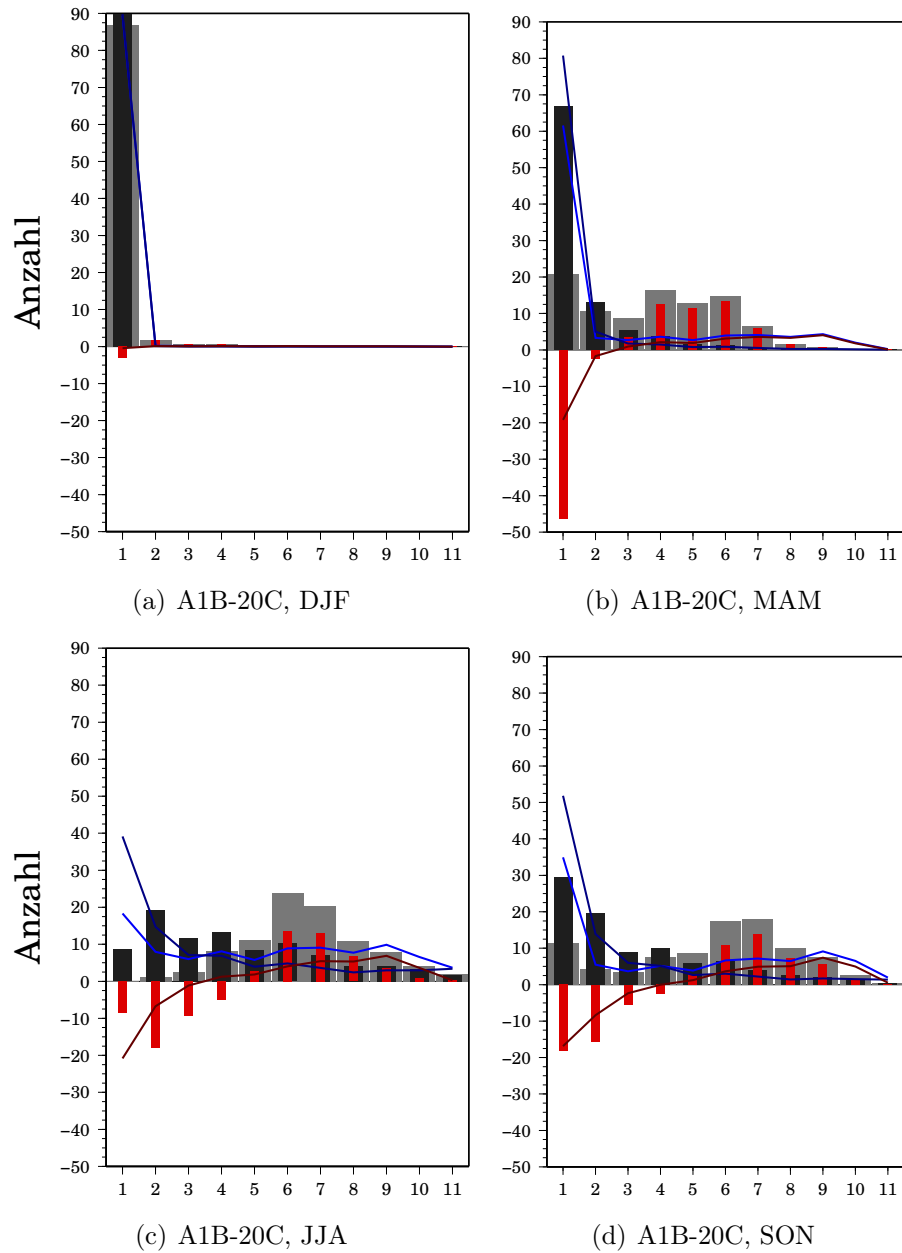


Abbildung 33: Wie Abb. 32, jedoch für die Guinea Küste.

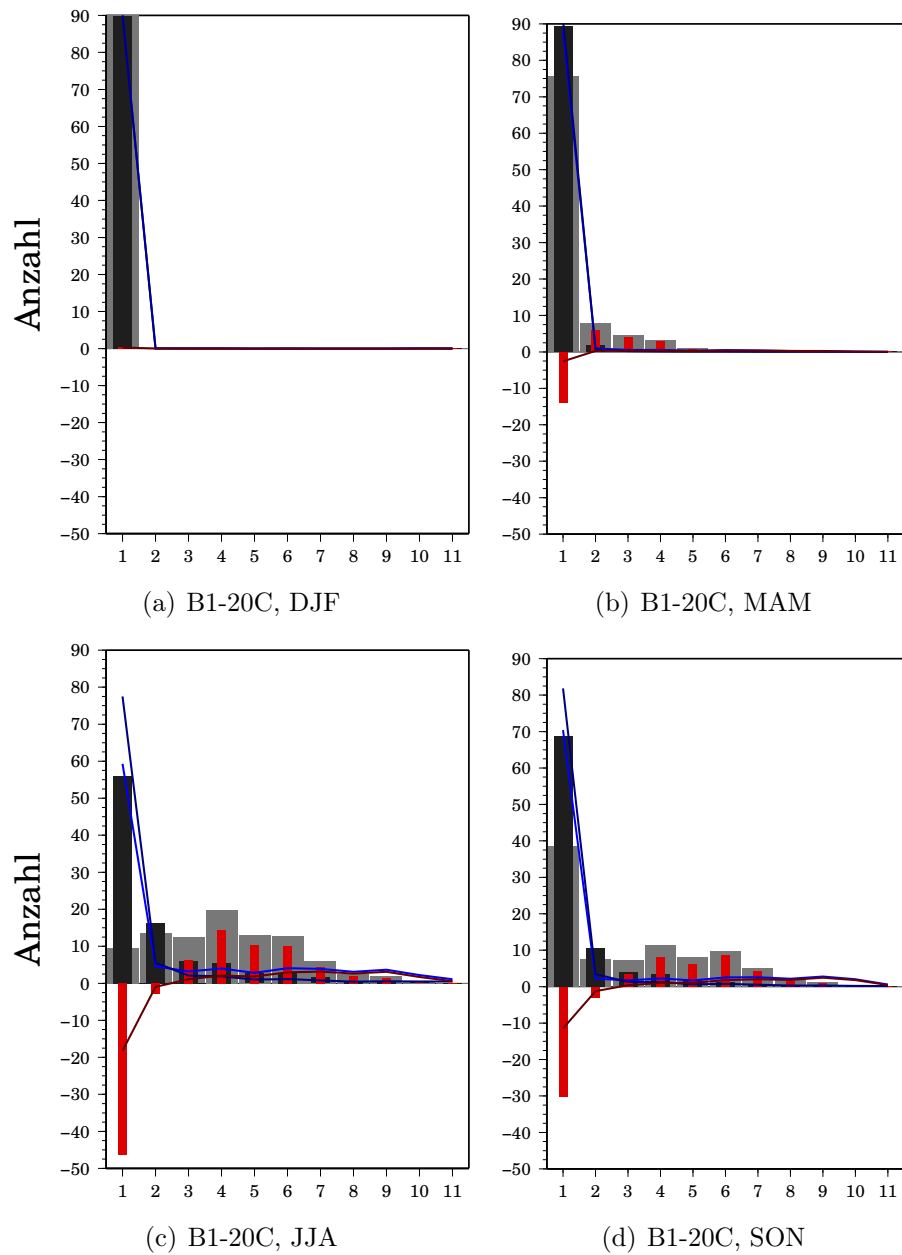


Abbildung 34: Wie Abb. 32, jedoch für das Szenario B1.

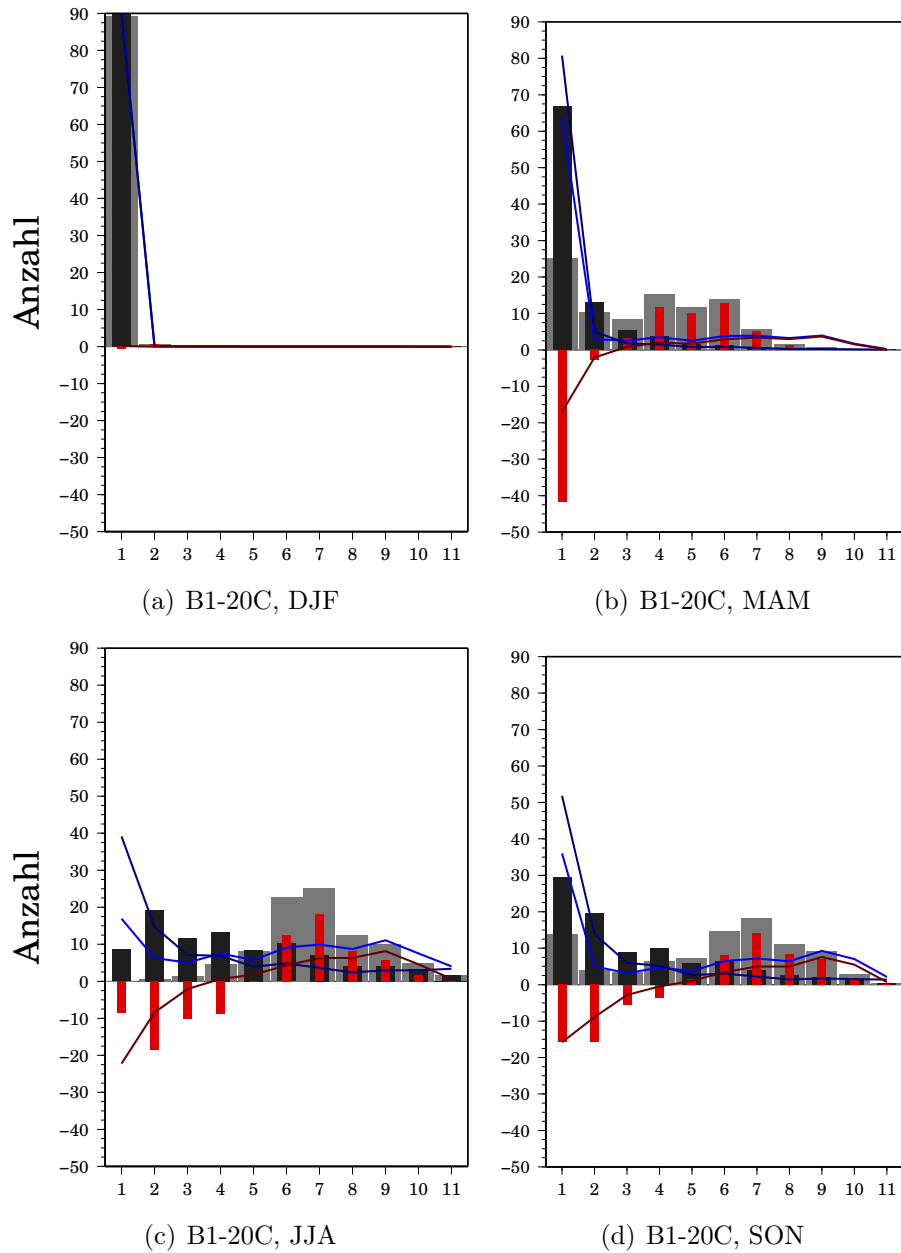


Abbildung 35: Wie Abb. 33, jedoch für das Szenario B1.

Literaturverzeichnis

- Achutarao, K. und K. Sperber, 2002: Simulation of El Niño/ Southern Oscillation: Results from the coupled model intercomparison project. *Climate Dyn.*, **19**, 191–209.
- Andersson, E., J. Haseler, P. Undén, P. Courtier, G. Kelly, D. Vasiljevic, C. Brancovic, C. Cardinali, C. Gaffard, A. Hollingsworth, C. Jakob, P. Janssen, E. Klinker, A. Lanzinger, M. Miller, F. Rabier, A. Simmons, B. Strauss, J.-N. Thepaut und P. Viterbo, 1998: The ECMWF implementation of three dimensional variational assimilation (3D-Var). Part III: Experimental results. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **124**, 1831–1860.
- Anyamba, A. und J. Easman, 1996: Interannual variability of NDVI over Africa and its relation to El Nino/Southern Oscillation. *Int. J. Remote Sen.*, **17**, 2533–2548.
- Bacher, A., J. Oberhuber und E. Roeckner, 1997: ENSO dynamics and seasonal cycle in the tropical Pacific as simulated by the ECHAM4/OPYC3 coupled general circulation model. *Climate Dyn.*, **14**, 431–450.
- Bader, J., 2005: The Role of the Tropical Indian Ocean in Global Climate. Ph.D. thesis, Fachbereich Geowissenschaften der Universität Hamburg.
- Bader, J. und M. Latif, 2003: The impact of decadal-scale Indian Ocean sea surface temperature anomalies on Sahelian rainfall and the North Atlantic Oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, **30** (22), 2166–2169, doi:10.1029/2003GL018426.
- Bader, J. und M. Latif, 2007: Combined Tropical Oceans Drive Anomalous Sub-Saharan West African Rainfall, submitted to J. Climate.
- Balas, N., S. Nicholson und D. Klotter, 2007: The relationship of rainfall variability in West Central Africa to sea-surface temperature fluctuations. *Int. J. Climatol.*, **27**, 1335–1349.
- Barnett, T., D. Pierce, K. Achutarao, P. Gleckler, B. Santer, J. Gregory und W. Washington, 2005: Penetration of human-induced warming into the world's oceans. *Science*, **309**, 284–287.
- Barnett, T., D. W. Pierce und R. Schnur, 2001: Detection of Anthropogenic Climate Change in the World's Ocean. *Science*, **292**, 270–274.

- Beck, C., J. Grieser und B. Rudolf, 2005: A New Monthly Precipitation Climatology for the Global Land Areas for the Period 1951 to 2000. *Climate Status Report 2004*, German Weather Service, Offenbach, Germany, 181–190.
- Bernstein, L., P. Bosch, O. Canziani, Z. Chen, R. Christ, O. Davidson, W. Hare, S. Huq, D. Karoly, V. Kattsov, Z. Kundzewicz, J. Liu, U. Lohmann, M. Manning, T. Matsuno, B. Menne, B. Metz, M. Mirza, N. Nicholls, L. Nurse, R. Pachauri, J. Palutikof, M. Parry, D. Qin, N. Ravindranath, A. Reisinger, J. Ren, K. Riahi, C. Rosenzweig, M. Rusticucci, S. Schneider, Y. Sokona, S. Solomon, P. Stott, R. Stouffer, T. Sugiyama, R. Swart, D. Tirpak, C. Vogel und G. Yohe, 2007a: *IPCC, Summary for Policy Maker*. A Report of Working Group I of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Intergovernmental Panel on Climate Change, Geneva, Switzerland, 20 pp.
- Bernstein, L., P. Bosch, O. Canziani, Z. Chen, R. Christ, O. Davidson, W. Hare, S. Huq, D. Karoly, V. Kattsov, Z. Kundzewicz, J. Liu, U. Lohmann, M. Manning, T. Matsuno, B. Menne, B. Metz, M. Mirza, N. Nicholls, L. Nurse, R. Pachauri, J. Palutikof, M. Parry, D. Qin, N. Ravindranath, A. Reisinger, J. Ren, K. Riahi, C. Rosenzweig, M. Rusticucci, S. Schneider, Y. Sokona, S. Solomon, P. Stott, R. Stouffer, T. Sugiyama, R. Swart, D. Tirpak, C. Vogel und G. Yohe, 2007b: Synthesis Report. *An Assessment of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, A. Allali, R. Bojariu, S. Diaz, I. Elgizouli, D. Griggs, D. Hawkins, O. Hohmeyer, B. Jallow, L. Kajfez-Bogataj, N. Leary, H. Lee, und D. Wratt, Eds., IPCC, Geneva, Switzerland, 52.
- Biasutti, M. und A. Giannini, 2006: Robust Sahel drying in response to late 20th century forcings. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, doi:10.1029/2006GL026067.
- Boucher, O. und M. Pham, 2002: History of sulfate aerosol radiative forcings. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 22/1–22/4, doi:10.1029/2001GL014048.
- Boucher, O., M. Pham und C. Venkataraman, 2002: Simulation of the atmospheric sulfur cycle in the Laboratoire de Meteorologie Dynamique General Circulation Model. Model description, model evaluation, and global and European budgets. *Note scientifique de l'IPSL*, J. Boulanger und Z.-X. Li, Eds., Paris, France, 26, 21.
- Charney, J., 1975: Dynamics of deserts and drought in the Sahel. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **101**, 193–202.
- Charney, J., W. Quirk, S.-H. Chow und J. Kornfield, 1977: A comparative study of the effects of albedo change on drought in semi-arid regions. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 1366–1385, doi:10.1175/1520-0469(1977)034<1366:ACSOTE>2.0.CO;2.
- Christensen, J., B. Hewitson, A. Busuioc, A. Chen, X. Gao, I. Held, R. Jones, R. Kolli, W.-T. Kwon, R. Laprise, V. M. Rueda, L. Mearns, C. Menéndez, J. Räisänen, A. Rinke, A. Sarr und P. Whetton, 2007: Regional Climate Projections. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.*, S. Solomon, D. Qin,

- M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. Averyt, M. Tignor, und H. Miller, Eds., Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, chap. 11, 847–940.
- Clark, D., Y. Xue, R. Harding und P. Valdes, 2001: Modeling the impact of land surface degradation on the climate of tropical North Africa. *J. Climate*, **14**, 1809–1822.
- Claussen, M., C. Kutzbaki, V. Brovkin und A. Ganapolski, 1999: Simulation of an abrupt change in Saharan vegetation in the mid-Holocene. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 2037–2040.
- Dai, A. und D. D. Genio, 1997: Surface observed global land precipitation variations during 1900–1988. *J. Climate*, **10**, 2943–2962.
- DeFries, R., L. Bounoua und G. Collatz, 2002: Human modification of the landscape and surface climate in the next 50 years. *Global Change Biology*, **8**, 438–458, doi:10.1046/j.1365-2486.2002.00483.x.
- Delworth, T. und T. Knutson, 2000: Simulation of Early 20th Century Global Warming. *Science*, **287**, 2246–2250.
- Dickinson, R. und A. Henderson-Sellers, 1988: Modelling tropical deforestation: A study of GCM land-surface parametrizations. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **114** (480), 439–462, doi:10.1002/qj.49711448009.
- Doms, G. und U. Schättler, 1999: The nonhydrostatic limited area model LM (Lokal-Modell) of DWD, Part I: Scientific documentation. Tech. rep., German Weather Service (DWD), Research Department, PO 100465, D-63004 Offenbach.
- Eklundh, L. und L. Olsson, 2003: Vegetation index trends for the African Sahel 1982–1999. *Geophys. Res. Lett.*
- Eltahir, E. und C. Gong, 1996: Dynamics of Wet and Dry Years in West Africa. *J. Climate*, **9** (5), 1030–1042.
- Feddema, J., K. Oleson, G. Bonan, L. Mearns, W. Washington, G. Meehl und D. Nychka, 2005: A comparison of a GCM response to historical anthropogenic land cover change and model sensitivity to uncertainty in present-day land cover representations. *Climate Dyn.*, **25** (6), 581–609, doi:10.1007/s00382-005-0038-z.
- Fink, A., S. Kotthaus und S. Pohle, 2008: Rainfall Variability in West Africa. *IMPETUS Atlas Benin. Research Results 2000–2007*, M. Judex und H. Thamm, Eds.
- Foley, J., M. Coe, M. Scheffer und G. Wang, 2003: Regime shifts in the Sahara and Sahel: Interactions between ecological systems in Southern Africa. *Ecosystems*, **6**, 524–539.
- Folland, C., J. Owen, M. Ward und A. Colman, 1991: Prediction of seasonal rainfall in the Sahel region of Africa using empirical and dynamical methods. *J. Forecasting*, **10**, 21–56.

- Folland, C., T. Palmer und D. Parker, 1986: Sahel rainfall and worldwide sea temperatures, 1901-85. *Nature*, **320**, 602–607, doi:10.1038/320602a0.
- Fortuin, J. und H. Kelder, 1998: An ozone climatology based on ozonesonde and satellite measurements. *J. Geophys. Res.*, **103**, 31 709–31 734.
- Gates, W., 1992: The Atmospheric Model Intercomparison Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **73**, 1962–1970.
- Gates, W., J. Boyle, C. Covey, C. Dease, C. Doutriaux, R. Drach, M. Fiorino, P. Gleckler, J. Hnilo, S. Marlais, T. Phillips, G. Potter, B. Santer, K. Sperber, K. Taylor und D. Williams, 1999: An overview of the results of the Atmospheric Model Intercomparison Project (AMIP I). *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **80**, 29–55.
- Giannini, A., M. Biasutti, I. M. Held und A. H. Sobel, 2008: A global perspective on African climate. *Climatic Change*, doi:10.1007/s10584-008-9396-y.
- Giannini, A., R. Saravanan und P. Chang, 2003: Oceanic forcing of Sahel rainfall on interannual to interdecadal time scales. *Science*, **302**, 1027–1030.
- Goddard, L. und N. E. Graham, 1999: The importance of the Indian Ocean for simulating rainfall anomalies over eastern and southern Africa. *J. Geophys. Res.*, **104 (19)**, 19 099–19 116.
- Grieser, J. und C. Beck, 2006: Variability and triggering factors of observed global mean land-surface precipitation since 1951, Klimastatusbericht KSB 2005, accepted.
- Haarsma, R., F. Selten, S. Weber und M. Kliphuis, 2005: Sahel rainfall variability and response to greenhouse warming. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, doi:10.1029/2005GL023232.
- Hagemann, S., 2002: An Improved Land Surface Parameter Dataset for Global and Regional Climate Models. Report 336, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg.
- Hansen, J., M. Sato, L. Nazarenko, R. Ruedy, A. Lacis, D. Koch, I. Tegen, T. Hall, D. Shindell, B. Santer, P. Stone, T. Novakov, L. Thomason, R. Wang, Y. Wang, D. Jacob, S. Hollandsworth, L. Bishop, J. Logan, A. Thompson, R. Stolarski, J. Lean, R. Willson, S. Levitus, J. Antonov, N. Rayner, D. Parker und J. Christy, 2002: Climate forcings in Goddard Institute for Space Studies SI2000 simulations. *J. Geophys. Res.*, **107 (D18)**, 4347, doi:10.1029/2001JD001143.
- Hastenrath, S., 1984: Interannual variability and the annual cycle: Mechanisms of circulation and climate in the tropical Atlantic sector. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 1097–1107.
- Hastenrath, S., 1990: Decadal-scale changes of the circulation in the tropical Atlantic sector associated with Sahel drought. *Int. J. Climatol.*, **10**, 459–472.

- Hastenrath, S. und K. Wolter, 1992: Large-scale patterns and long term trends of circulation variability associated with Sahel rainfall anomalies. *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 1045–1055.
- Held, I., T. Delworth, J. Lu, K. Findell und T. Knutson, 2005: Simulation of Sahel drought in the 20th and 21st centuries. *Proc. Roy. Soc. London*, **102 (50)**, 17 891–17 896.
- Herrmann, S. M., A. Anyamba und C. Tucker, 2005: Recent trends in vegetation dynamics in the African Sahel and their relationship to climate. *Global Environ. Change*, **15**, 394–404.
- Hewitson, B. und R. Crane, 2005: Gridded area-averaged daily precipitation via conditional interpolation. *J. Climate*, **18**, 41–51.
- Hickler, T., L. Eklundh, J. Seaquist, B. Smith, J. Ardo, L. Olsson, M. Sykes und M. Sjoström, 2005: Precipitation controls Sahel greening trend. *Geophys. Res. Lett.*, doi:10.1029/2005GL024370,L21415.
- Hirst, A. und S. Hastenrath, 1983: Atmosphere–ocean mechanisms of climate anomalies in the Angola–tropical sector. *J. Phys. Oceanogr.*, **13 (1146-1157)**.
- Hoerling, M., J. Hurrell und J. Eischeid, 2006: Detection and attribution of 20th century Northern and Southern African monsoon change. *J. Climate*, **19 (16)**, 3989–4008.
- Houghton, J., Y. Ding, D. Griggs, M. Noguer, P. van der Linden, X. Dai, K. Maskell und C. Johnson, (Eds.) , 2001: *Climate Change 2001: The Scientific Basis Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 881 pp.
- Hurrell, J., J. Hack, D. Shea, J. Caron und J. Rosinski, 2007: A new sea surface temperature and sea ice boundary data set for the Community Atmosphere Model. *J. Climate*.
- Jacob, D., 2001: A note to the simulation of the annual and inter-annual variability of the water budget over the Baltic Sea drainage basin. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **77**, 61–73.
- Jacob, D., U. Andrae, G. Elgered, C. Fortelius, L. Graham, S. Jackson, U. Karstens, C. Koepken, R. Lindau, R. Podzun, B. Rockel, F. Rubel, H. Sass, R. Smith, B. V. den Hurk und X. Yang, 2001: A Comprehensive Model Intercomparison Study Investigating the Water Budget during the BALTEX-PIDCAP Period. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **77**, 19–43.
- Janicot, S., 1992: Spatiotemporal variability of West African rainfall. Part I: Regionalizations and typings. *J. Climate*, **5**, 489–497.
- Janicot, S., V. Moron und B. Fontaine, 1996: Sahel droughts and ENSO dynamics. *Geophys. Res. Lett.*, **23 (5)**, 515–518.

- Jones, P., 1999: First- and Second-Order Conservative Remapping Schemes for Grids in Spherical Coordinates. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 2204–2210.
- Kamga, A., 2005: Evaluating the National Center for Atmospheric Research climate system model over West Africa: Present-day and the 21st century A1 scenario. *J. Geophys. Res.*, **110**, doi:10.1029/2004JD004689.
- Karl, T., P. Jones, R. Knight, G. Kukla, N. Plummer, V. Razuvayev, K. Gallo, J. Lindsey, R. Charlson und T. Peterson, 1993: Asymmetric trends of daily maximum and minimum temperatures. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **74** (6), 1007–1023, doi:10.1175/1520-0477(1993)074<1007>2.0.CO;2.
- Kiehl, J., J. Hack, G. Bonan, B. Boville, D. Williamson und P. Rasch, 1998: The National Center for Atmospheric Research Community Climate Model: CCM3. *J. Climate*, **11**, 1131–1149.
- Knutson, T., T. Delworth, K.W. Dixon und R. Stouffer, 1999: Model assessment of regional surface temperature trends (1949-1997). *J. Geophys. Res.*, **104** (D24), 30 981–30 996.
- Kossin, J. P., K. R. Knapp, D. J. Vimont, R. J. Murnane und B. A. Harper, 2007: A globally consistent reanalysis of hurricane variability and trends. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, doi:10.1029/2006GL028836.
- Koster, R., P. Dirmeyer, Z. Guo, G. Bonan, E. Chan, P. Cox, C. Gordon, S. Kanae, E. Kowalczyk, D. Lawrence, P. Liu, C.-H. Lu, S. Malyshev, B. McAvaney, K. Mitchell, D. Mocko, K. O. T. Okia, A. Pitman, Y. Sud, C. Taylor, D. Verseghy, R. Vasic, Y. Xue und T. Yamada, 2004: Regions of Strong Coupling Between Soil Moisture and Precipitation. *Science*, **305** (5687), 1138–1140, doi:10.1126/science.110021.
- Kraus, E., 1977: Subtropical droughts and cross-equatorial transports. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 1009–1018.
- Lamb, P., 1978: Large-scale tropical Atlantic surface circulation patterns associated with sub-Saharan weather anomalies. *Tellus*, **30**, 240–251.
- Landman, W. A. und L. Goddard, 2002: Statistical recalibration of GCM forecasts over southern Africa using model output statistics. *J. Climate*, 2038–2055.
- Landsea, C. und W. Gray, 1991: The strong association between Western Sahel monsoon rainfall and intense Atlantic hurricanes. *J. Climate*, **5**, 435–453.
- Latif, M., S. T., J. Wolff, G. Burgers, E. Maier-Reimer, M. Junge, K. Arpe und L. Bengtsson, 1994: Climatology and variability in the ECHO coupled GCM. *Tellus*, **46**, 351–366.
- Levitus, S., J. Antonov und T. Boyer, 2005: Warming of the world ocean, 1955 - 2003. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L02 604, doi:10.1029/2004GL021592.

- Levitus, S., J. Antonov, J. Wang, T. Delworth, K.W.Dixion und A. J. Broccoli, 2001: Anthropogenic Warming of Earth's Climate System. *Science*, **292** (5515), 267–270, doi: 10.1126/science.1058154.
- Lin, S.-J. und R. Rood, 1996: Multidimensional flux-form semi-Lagrangian transport schemes. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 2046–2070.
- Lohmann, U. und E. Roeckner, 1996: Design and performance of a new cloud microphysics scheme developed for the ECHAM4 general circulation model. *Climate Dyn.*, **12**, 557–572.
- Lott, F., 1999: Alleviation of stationary biases in a GCM through a mountain drag parameterization scheme and a simple representation of mountain lift forces. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 788–801.
- Lott, F. und M. Miller, 1997: A new-subgrid-scale orographic drag parameterization: Its formulation and testing. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **123**, 101–127.
- Lu, J. und T. Delworth, 2005: Oceanic forcing of late 20th century Sahel drought. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, doi:10.1029/2005GL023316.
- Marsland, S., H. Haak, J. Jungclaus, M. Latif und F. Röske, 2003: The Max-Planck-Institute global ocean/sea ice model with orthogonal curvilinear coordinates. *Oceanogr. Meteor.*, **5**, 91–127.
- Mason, S., L. Goddard, N. Graham, E. Yelaeva, L. Sun und P. A. Arakin, 1999: The IRI seasonal climate prediction system and the 1997/98 El Niño event. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **80**, 1853–1873.
- Maynard, K. und J. Royer, 2004a: Effects of realistic land-cover change on a greenhouse-warmed African climate. *Climate Dyn.*, **22**(4), 343–358.
- Maynard, K., J. Royer und F. Chauvin, 2002: Impact of greenhouse warming on the West African summer monsoon. *Climate Dyn.*, **19**, 499–514.
- Meehl, G., T. Stocker, W. Collins, P. Friedlingstein, A. Gaye, J. Gregory, A. Kitoh, R. Knutti, J. Murphy, A. Noda, S. Raper, I. Watterson, A. Weaver und Z.-C. Zhao, 2007: Global Climate Projections. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.*, S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. Averyt, M. Tignor, und H. Miller, Eds., Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, chap. 10, 747–846.
- Mlawer, E., S. Taubman, P. Brown, M. Iacono und S. Clough, 1997: Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated k-correlated model for the longwave. *J. Geophys. Res.*, **102**, 16 663–16 682.

- Monteith, J.-L. und M. H. Unsworth, 1990: *Principals of environmental physics*. 3d ed., Elsevier, New York, 291 pp.
- Moron, V., N. Philippon und B. Fontaine, 2004: Skill of Sahel rainfall variability in four atmospheric GCMs forced by prescribed SST. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, doi:10.1029/2003GL018006.
- Nakicenovic, N., J. Alcamo, G. Davis, B. de Vries, J. Fenhann, S. Gaffin und A. G. K. Gregory, 2000: *Special Report on Emissions Scenarios (SRES). Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)*. Cambridge University Press, Cambridge.
- New, M., M. Hulme und P. Jones, 2000: Representing twentieth century space-time climate variability. Part 2: development of 1901-96 monthly grids of terrestrial surface climate. *J. Climate*, **13**, 2217–2238.
- Nicholson, S. E., 2000: Land Surface Processes and Sahel Climate. *Rev. Geophys.*, **38** (1), 117–139.
- Nicholson, S. E., C. Tucker und M. Ba, 1998: Desertification, drought, and surface vegetation: an example from the West African Sahel. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **79**, 815–829.
- Otterman, S., 1974: Baring high-albedo soils by overgrazing: a hypothesized desertification mechanism. *Science*, **186**, 531–533.
- Paeth, H., K. Born, R. Girmes und R. Podzun, 2008: Regional climate change in tropical and northern Africa due to greenhouse forcing and land-use changes. *J. Climate*, doi:10.1175/2008JCLI2390.1.
- Paeth, H., K. Born, D. Jacob und R. Podzun, 2005: Regional dynamic downscaling over West Africa: model validation and comparison of wet and dry years. *Meteor. Z.*, **14**(3), 349–367.
- Paeth, H. und J. Feichter, 2005: Greenhouse-gas versus aerosol forcing and African climate response. *Climate Dyn.*, **26** (1), 35–54, doi:10.1007/s00382-005-0070-z.
- Paeth, H., R. Girmes, G. Menz und A. Hense, 2006: Improving seasonal forecasting in the low latitudes. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 1859–1879.
- Paeth, H. und A. Hense, 2004: SST versus climate change signals in West African rainfall: 20th-century variations and future projections. *Climatic Change*, **65**(1-2), 179–208.
- Palmer, T., 1986: The influence of the Atlantic, Pacific and Indian oceans on Sahel rainfall. *Nature*, **322**, 251–253.
- Pham, M., O. Boucher und D. Hauglustaine, 2005: Changes in atmospheric sulfur burdens and concentrations and resulting radiative forcings under IPCC SRES emission scenarios for 1990-2100. *J. Geophys. Res.*, **110**, 1–10, d06112, doi:10.1029/2004JD005125.

- Pinty, B., F. Roveda, M. Verstraete, N. Gobron, Y. Govaerts, J. Martonchik, D. Diner und R. Kahn, 2000: Surface albedo retrieval from Meteosat - 2. Applications. *J. Geophys. Res.*, **105**, 18 113–18 134.
- Portmann, R. W. und S. Solomon, 2007: Indirect radiative forcing of the ozone layer during the 21st century. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, 5, doi:10.1029/2006GL028252.
- Prince, S. D., E. B. D. Coulston und L. Kravitz, 1998: Evidence from rain-use efficiencies does not indicate extensive Sahelian desertification. *Global Change Biology*, **4**, 359–374.
- Rahmstorf, S., 2002: Ocean circulation and climate during the past 120,000 years. *Nature*, **419**, 207–214.
- Ramanathan, V., P. Crutzen, J. Kiehl und D. Rosenfeld, 2001: Aerosols, climate, and the hydrological cycle. *Science*, **294**, 2119–124.
- Reynolds, R., 1988: A real-time global sea surface temperature analysis. *J. Climate*, **1**, 75–86.
- Reynolds, R. und D. Marsico, 1993: An improved real-time global sea surface temperature analysis. *J. Climate*, **6** (114-119).
- Roeckner, E., J. Oberhuber, A. Bacher, M. Christoph und I. Kirchner, 1996a: ENSO variability and atmospheric response in a global atmosphere-ocean GCM. *Climate Dyn.*, **12**, 737–754.
- Roeckner, E., K. Arpe, L. Bengtsson, M. Christoph, M. Claussen, L. Duemenil, M. Esch, M. Giorgetta, U. Schlese und U. Schulzweida, 1996b: The atmospheric general circulation model ECHAM-4: Model description and simulation of present-day climate. Report 218, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg.
- Roeckner, E., G. Bäuml, L. Bonaventura, R. Brokopf, M. Esch, M. Giorgetta, S. Hagemann, I. Kirchner, L. Kornblueh, E. Manzini, A. Rhodin, U. Schlese, U. Schulzweida und A. Tompkins, 2003: The atmospheric general circulation model ECHAM5. PART I: Model description. Report 349, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg.
- Roeckner, E., R. Brokopf, M. Esch, M. Giorgetta, S. Hagemann, L. Kornblueh, E. Manzini, U. Schlese und U. Schulzweida, 2004: The atmospheric general circulation model ECHAM 5. PART II: Sensitivity of Simulated Climate to Horizontal and Vertical Resolution. Report 354, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg.
- Roesch, A., M. Wild, H. Gilgen und A. Ohmaru, 2002: A new snow-cover fraction parameterization for the ECHAM4 GCM. *Climate Dyn.*, **17**, 933–946.
- Rosenfeld, D., U. Lohmann, G. B. Raga, C. D. O’Dowd, M. Kulmala, S. Fuzzi, A. Reissell und M. O. Andreae, 2008: Flood or Drought: How Do Aerosols Affect Precipitation. *Science*, **321**, 1309–1312.

- Rossby, C., 1959: *The Atmosphere and Sea in Motion*, chap. Current problems in meteorology, 9–50. Rockefeller Inst. Press, New York.
- Rotstayn, L. und U. Lohmann, 2002: Tropical rainfall trends and the indirect aerosol effect. *J. Climate*, **15**, 2103–2116.
- Rouault, S., C. White, C. Reason, J. Lutjeharms und I. Jobard, 2002: Ocean–atmosphere interaction and a South African extreme weather event. *Wea. Forecasting*, **17**, 655–669.
- Rowell, D., 2001: Teleconnections between the tropical Pacific and the Sahel. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **127**, 1683–1706.
- Rowell, D., 2003: The impact of Mediterranean SSTs on the Sahelian rainfall season. *J. Climate*, **849–862**, 16.
- Rowell, D., C. Folland, K. Maskell und M. Ward, 1995: Variability of summer rainfall over tropical north Africa (1906–92): Observations and modelling. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **121**, 669–704.
- Schnitzler, K.-G., W. Knorr, M. Latif, J. Bader und N. Zeng, 2001: Vegetation Feedback on Sahelian Rainfall Variability in a Coupled Climate Land-Vegetation Model. Report 329, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg.
- Schulz, J.-P., L. Dünemil und J. Polcher, 2001: On the land surface-atmosphere coupling and its impact in a single column atmospheric model. *J. Appl. Meteor.*, **40**, 642–663.
- Shinoda, M. und R. Kawamura, 1994: Tropical rainbelt, circulation, and sea surface temperatures associated with the Sahelian rainfall trend. *J. Meteor. Soc. Japan*, **72(3)**, 341–357.
- Simmons, A. und D. Burridge, 1981: An energy and angular-momentum conserving vertical finite-difference scheme and hybrid vertical coordinates. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 758–766.
- Simmons, A., D. Burridge, M. Jarraud, C. Girard und W. Wergen, 1989: The ECMWF medium-range prediction model: Development of the numerical formulation and the impact of increased resolution. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **40**, 28–60.
- Sogalla, M., A. Krüger und M. Kerschgens, 2006: Mesoscale modelling of interactions between rainfall and the land surface in West Africa. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **91**, 211–221.
- Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. Averyt, M. Tignor und H. Miller, (Eds.), 2007a: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, chap. Summary for Policymakers. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

- Solomon, S., D. Qin, M. Manning, M. Marquis, K. Averyt, M. Tignor und H. L. Miller, (Eds.), 2007b: *IPCC, 2007: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.
- Stier, P., J. Feichter, S. Kinne, S. Kloster, E. Vignati, J. Wilson, L. Ganzeveld, I. Tegen, M. Werner, Y. Balkanski, M. Schulz, O. Boucher, A. Minikin und A. Petzold, 2005: The aerosol-climate model ECHHAM5-HAM. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **5**, 1125–1156.
- Stott, P., S. Tett, G. Jones, M. Allen, J. Mitchell und G. J. Jenkins, 2000: External control of 20th Century temperature by natural and anthropogenic forcings. *Science*, **290**, 2133–2137.
- Tanre, D., J.-F. Geleyn und J. Slingo, 1984: First results of the introduction of an advanced aerosol-radiation interaction in the ecmwf low resolution global model. *Aerosols and Their Climatic Effects*, Gerber, H. and A. Deepak, A. Deepak, Hampton, Va, 133–177.
- Taylor, C., E. Lambin, N. Stephenne, R. Harding und R. Essery, 2002: The influence of land-use change on climate in the Sahel. *J. Climate*, **15**, 3615–3629.
- Taylor, K., D. Williamson und F. Zwiers, 2000: The sea surface temperature and sea-ice concentration boundary conditions for AMIP II simulations. PCMDI Report 60, Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison, Lawrence Livermore National Laboratory, Livermore, California.
- Timmermann, A., J. Oberhuber, A. Bacher, M. Esch, M. Latif und E. Roeckner, 1999: Increased El Nino frequency in a climate model forced by future greenhouse warming. *Nature*, **398**, 694–697.
- Timouk, F., L. Kergoat, E. Mougin, C. Lloyd, E. Ceschia, P. de Rosnay, P. Hiernaux, V. Demarez und C. M. Taylor, 2008: Response of sensible heat flux to water regime and vegetation development in a central Sahelian landscape, in preparation.
- Tompkins, A., 2002: A Prognostic Parameterization for the Subgrid-Scale Variability of Water Vapor and Clouds in Large-Scale Models and Its Use to Diagnose Cloud Cover. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 1917–1942.
- Tucker, C., H. Dregne und W. Newcomb, 1991: Expansion and contraction of the Sahara desert from 1980 to 1990. *Science*, **253**, 299–301, doi:10.1126/science.253.5017.299.
- Uppala, S., P. Kallberg, A. Simmons, U. Andrae, V. da Costa Bechtold, M. Fiorino, J. Gibson, J. Haseler, A. Hernandez, G. Kelly, X. Li, K. Onogi, S. Saarinen, N. Sokka, R. Allan,

- E. Andersson, K. Arpe, M. Balmaseda, A. Beljaars, L. van de Berg, J. Bidlot, N. Bormann, S. Caires, F. Chevallier, A. Dethof, M. Dragosavac, M. Fisher, M. Fuentes, S. Hagemann, E. Holm, B. Hoskins, L. Isaksen, P. Janssen, R. Jenne, A. McNally, J.-F. Mahfouf, J.-J. Morcrette, N. Rayner, R. Saunders, P. Simon, A. Sterl, K. Trenberth, A. Untch, D. Vasiljevic, P. Viterbo und J. Woollen, 2005: The ERA-40 re-analysis. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 2961–3012.
- Vingarzan, R., 2004: A review of surface ozone background levels and trends. *Atmos. Environ.*, **34 (21)**, 3431–3442.
- Vizy, E. und K. Cook, 2002: Development and application of a mesoscale climate model for the tropics: Influence of sea surface temperature anomalies on the West African monsoon. *J. Geophys. Res.*, **107**, 22p.
- Wang, G. und E. Eltahir, 2000: Role of vegetation dynamics in enhancing the low-frequency variability of the Sahel rainfall. *Water Resour. Res.*, **36(4)**, 1013–1021.
- Wang, G., E. Eltahir, J. Foley, D. Pollard und S. Levis, 2004: Decadal variability of rainfall in the Sahel: Results from the coupled GENESIS-IBIS atmosphere-biosphere model. *Climate Dyn.*, **22**, 625–637.
- Ward, M., 1994: Tropical North-African rainfall and worldwide monthly to multi-decadal climate variations. Ph.d. thesis, University of Reading, 313pp pp., Reading.
- Washington, W., J. Weatherly, G. Meehl, A. S. Jr, T. Bettge, A. C. and W.G. Strand Jr, J. Arblaster, V. Wayland, R. James und Y. Zhang, 2000: Parallel climate model (PCM) control and transient simulations. *Climate Dyn.*, **16**, 755–774, doi:10.1007/s003820000079.
- Wolf, J.-O., E. Maier-Reimer und S. Legutke, 1997: The Hamburg Ocean Primitive Equation Model HOPE. Technical Report 13, German Climate Computer Center (DKRZ), Hamburg.
- Xue, Y., H.-M. Juang, W.-P. Li, S. Prince, R. DeFries, Y. Jiao und R. Vasic, 2004: Role of land surface processes in monsoon development: East Asia and West Africa. *J. Geophys. Res.*, **109 (D3)**, doi:10.1029/2003JD003556.
- Xue, Y. und J. Shukla, 1993: The influence of land surface properties on Sahel climate. *J. Climate*, **6**, 2232–2245.
- Yongkang, X., K. Lau, K. H. Cook, D. P. Rowell, A. Boone, J. Feng, A. Konare, F. D. Sales, T. Brücher, , P. Dirmeyer, L. M. Druyan, M. Fulakeza, Z. Guo, S. M. Hagos, K.-M. Kim, A. Kitoh, V. Kumar, P. Lonergan, M. Pasqui, I. Pocard-Leclercq, N. Mahowald, W. Moufouma-Okia, P. Pegion, I. S. Sanda, S. D. Schubert, A. Sealy, W. M. Thiaw, A. Vintzileos, E. K. Vizy, S. Williams und M.-L. Wu, 2008: The West African Monsoon Modeling and Evaluation project (WAMME) and its First Model Intercomparison Experiment, submitted.

Zeng, N., J. Neelin, W.-M. Lau und C. Tucker, 1999: Enhancement of interdecadal climate variability in the Sahel by vegetation interaction. *Science*, **286**, 1537–1540.

Danksagung

An erster Stelle sei Herrn HD Dr. habil. Andreas H. Fink für die Vergabe des Themas, die freundliche, zielorientierte und kooperative Betreuung dieser Arbeit und das rege Interesse am Fortgang dieser Studien gedankt sowie für unsere zahlreichen und anregenden Diskussionen.

Ebenfalls gilt mein Dank Herrn Prof. Dr. M. Kerschgens für die Übernahme des Koreferats.

Diese Arbeit wurde im Rahmen des GLOWA Projekts IMPETUS angefertigt und unterstützt, das durch das Bundesministerium für Bildung und Forschung (BMBF) unter der Nr. LW 0301A und dem Ministerium für Innovation, Forschung und Technologie des Landes Nordrhein-Westfalen unter der Nr. 223-21200200 gefördert wird.

Zur Bereitstellung der technischen Umgebung sei dem Regionalen Rechenzentrum der Universität zu Köln (RRZK) und dem Max-Planck-Institut für Meteorologie (MPI-M) gedankt sowie deren Mitarbeitern zur Umsetzung und Beratung des Vorhabens.

Mein ganz persönlicher Dank richtet sich an meine Frau.

Andreas, Andy, Birgit, Daniel, Emilia, Kai, Kristina, Sebastian, Stefan, Simone, Sonja, Susan, Ralf, Trevor, Thomas, Uli, Uwe, Viktor, Volker, Waltraud ... danke!

Erklärung

Ich versichere, dass ich die von mir vorgelegte Dissertation selbständig angefertigt, die benutzten Quellen und Hilfsmittel vollständig angegeben und die Stellen der Arbeit - einschließlich Tabellen, Karten und Abbildungen -, die anderen Werken im Wortlaut oder dem Sinn nach entnommen sind, in jedem Einzelfall als Entlehnung kenntlich gemacht habe; dass diese Dissertation noch keiner anderen Fakultät oder Universität zur Prüfung vorgelegen hat; dass sie noch nicht teilweise bzw. ganz veröffentlicht worden ist sowie, dass ich eine solche Veröffentlichung vor Abschluss des Promotionsverfahrens nicht vornehmen werde. Die Bestimmungen dieser Promotionsordnung sind mir bekannt. Die von mir vorgelegte Dissertation ist von HD. Dr. A.H. Fink betreut worden.

København, den 12. Oktober 2008

Tim Brücher